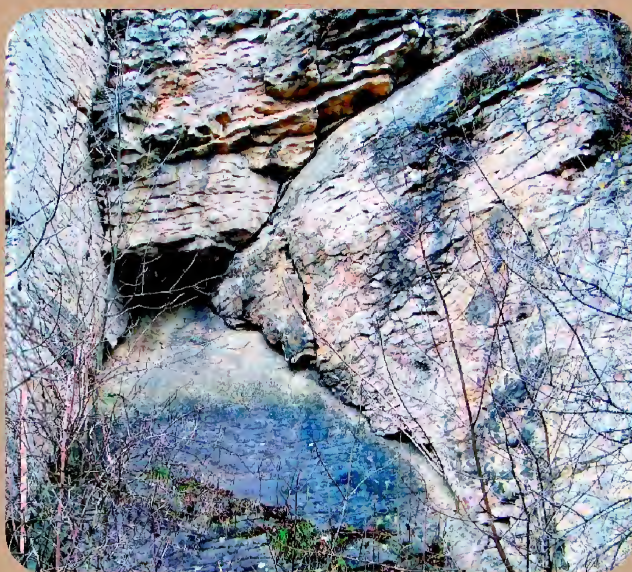
Földtani Közlöny



140/3

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2010

Földtani Közlöny 140/3

Felelős kiadó
HAAS János,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő
CSÁSZÁR Géza

Műszaki szerkesztők
PIROS Olga
SIMONYI Dezső

Nyelvi lektor
Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság
***Elnök:* HAAS János**
FODOR László, KLEB Béla, PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, SZTANÓ Orsolya, VÖRÖS Attila

Főtámogató
MOL NyRt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni
PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.
e-mail: piros@mafi.hu

* * *

Editor-in-charge
János HAAS,
President of the Hungarian Geological Society

Editor-in-chief
Géza CSÁSZÁR

Technical editors
Olga PIROS
Dezső SIMONYI

Language editor
Philip RAWLINSON

Editorial board
***Chairman:* János HAAS**
László FODOR, Béla KLEB, Klára PALOTÁS, Gábor PAPP, Orsolya SZTANÓ, Attila VÖRÖS

Sponsor
MOL NyRt.

Manuscripts to be sent to
Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.
e-mail: piros@mafi.hu

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
Scopus (Amsterdam)
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató (Budapest)



Tartalom — Contents

Első borító: Puha üledékállapotban nyírásos deformációt szenvedett felső-eocén Szépvölgyi Mészkő a Pál-völgyi kőfejtőben (Budapest) (fotó: MAGYARI Árpád).
Hátsó borító: Tipikus budai-hegységi felső-eocén rétegsor (Szépvölgyi Mészkő és Budai Márga) a Mátyás-hegy nyugati kőfejtőjében (Budapest) (fotó: BUDAI Tamás).

Budapest, 2010 ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése, de az Alp-kárpáti-dinári régióból a magyar területhez közvetlenül nem kapcsolódó tanulmányokat is elfogadunk. Távolabbi területekről azonban csak abban az esetben, ha a tanulmány vagy a szerző magyar relációja ezt indokolttá teszi. Ez utóbbi alól kivételt képeznek a Naprendszerhez tartozó égitestekkel foglalkozó, geológiai jellegű munkák. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) pdf formátumban — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára.

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől **a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot**. A szöveget word fájlban az ábrákat és táblázatokat külön-külön fájlban, megfelelő formátumban (l. később) elektronikusan. **A teljes anyagból 1 példány nyomatot is kérünk.** Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a **tükörméretbe (170×240 mm)** álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. **A fotótábla magassága 230 mm lehet.** Az illusztrációs anyagon **a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr kiterjesztéssel,** illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt **az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában,** az **Excel ábrákat CorelDraw formátumban** tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a **szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel** tudjuk használni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/3, 223–234., Budapest, 2010

Üledékföldtani és szerkezetföldtani megfigyelések a Gorba-hát keleti lejtőjén („Gyökér-völgy", Nyugati-Gerecse)

HORÁNYI Anna[1], TAKÁCS Ágnes[2], FODOR László[3,4]

[1] Eötvös L. Tudományegyetem, Földrajz- Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C, horanyianna@t-online.hu
[2] Eötvös L. Tudományegyetem, Földrajz- Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C, agnes.v.takacs@gmail.com
[3] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia 14, fodor@mafi.hu
[4] Eötvös L. Tudományegyetem, Földrajz- Földtudományi Intézet, Regionális Földtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C

Sedimentological and structural geologic observations at the eastern slope of the Gorba High ("Gyökér Ravine", Western Gerecse Mts, Hungary)

Abstract

The deposition of the Jurassic – Lower Cretaceous sequence in the Gerecse Mts was defined by differentiated palaeotopography likewise in other parts of the Transdanubian Range (GALÁCZ & VÖRÖS 1972, GALÁCZ 1988, VÖRÖS & GALÁCZ 1998). The most characteristic element of the palaeomorphology was the uplifted Gorba High (CSÁSZÁR 1995) where condensed, discontinuous sedimentation occurred. The studied section is situated in a small valley called Gyökér Ravine in the eastern flank of the Alsó-Látó Hill (Figure 1) where multiple recurrence of an approximately 5 m thick Jurassic–Berrriasian condensed succession can be observed (Figure 3). The lowermost Jurassic beds are crinoid-bearing limestones containing thin calcareous turbidite layers of Liassic age overlain by Saccocoma- and Calpionella-bearing Upper Jurassic – Berriasian limestones and Lower Cretaceous sandstones (Figure 6). The Middle Jurassic is missing, apart from a local appearance of condensed variety of the Tölgyhát Limestone Formation (Bositra limestone) which related to the coeval sediments of the Asszony and Szél Hills. The sedimentary sequence suggests deposition in the upper part of the palaeoslope of the Gorba High. This marginal position of the profile is also indicated by the presence of Hierlatz Limestone and a Liassic fault or dyke margin at the western end of the southern part of the Gyökér Ravine.

In contrast with the former olistolithic models (LANTOS 1997, FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004) low angle, west to north-west dipping normal faults can explain the repeated occurrence of the Mesozoic series. The tectonic reconstruction (backtilting) suggests that the normal faults formed due to ~ESE–WNW extension, before the tilt of the sequence, which was induced by NE–SW compression. The normal faults supposed to be Aptian to early Albian, while the tilt itself could be Albian.

Keywords: condensed sedimentary succession, tectonic evolution, Jurassic, Early Cretaceous, Gorba High, Gerecse Mts, Hungary

Összefoglalás

A kiemelt helyzetű Gorba-hát keleti peremén fekvő Gyökér-völgy rendkívül változatos, de igen vékony, kondenzált, hátságperemi jura–alsó-kréta rétegsort tár fel. Mindössze 5 m-es vastagságban találjuk meg a medence területek képződményeitől eltérő kifejlődésű liász, malm-berriasi képződményeket és egy igen vékony, lokális dogger előfordulást.

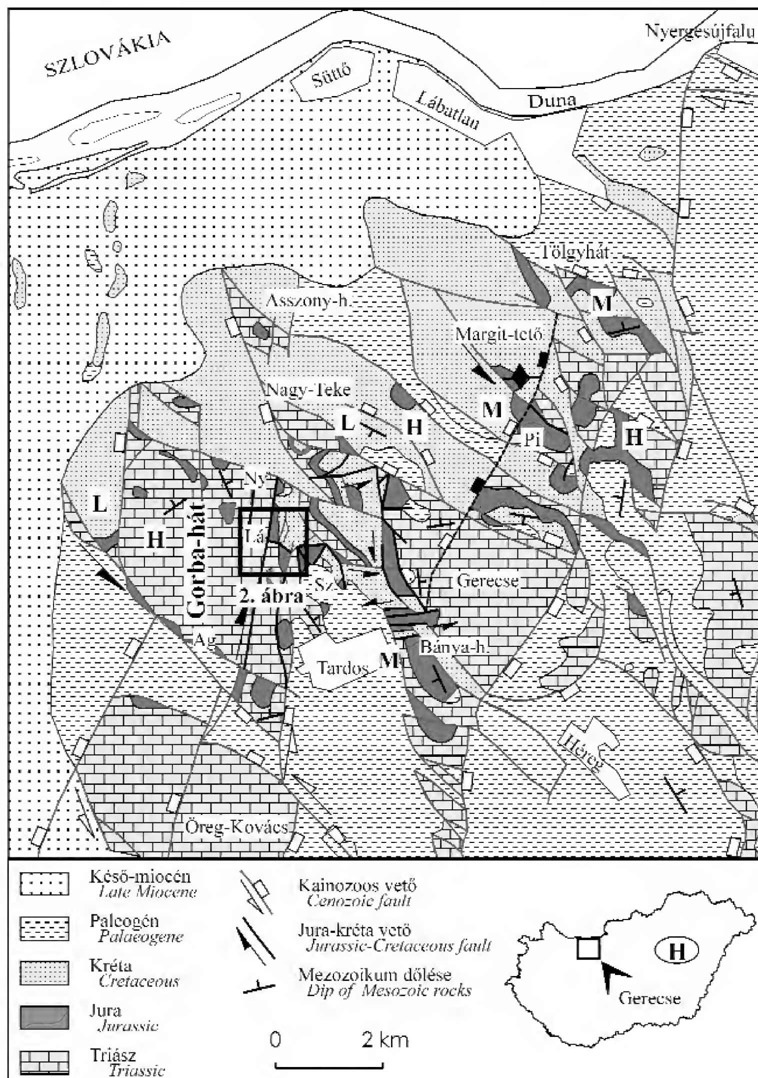
A völgy északi oldalában e rétegsor többszöri ismétlődése figyelhető meg. A jelenség a völgyoldalban megfigyelt lapos nyugati, északnyugati dőlésű szerkezeti elemekkel magyarázható, így a triász blokkokat jura olisztolitként értelmező korábbi modellek elvethetők (LANTOS 1995, 1997; FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004). A vetők kora a még elvetett Felsővadácsi Tagozat képződése és a regionális keleti dőlést okozó kibillenés közötti időintervallumra tehető.

Tárgyszavak: kondenzált üledékképződés, szerkezetfejlődés, jura, kora-kréta, Gorba-hát, Gerecse

Bevezetés

A gerecsei jura képződmények a bakonyi rétegsorokhoz hasonlóan tagolt paleomorfológiájú tengerfenéken ülepedtek le (GALÁCZ & VÖRÖS 1972, GALÁCZ 1988, VÖRÖS & GALÁCZ 1998). A paleomorfológia egyik meghatározó eleme a jura és a kora-kréta során kiemelt helyzetű, hézagos jura rétegsorral jellemezhető Gorba-hát volt (1. ábra) (CSÁSZÁR 1995, KÁZMÉR 1998). Ezzel egy időben a hátságtól keletre elhelyezkedő medenceterületen folyamatos üledékképződés zajlott (VIGH 1961a). A két kifejlődési terület határát VIGH (1961b) a Hierlatzi Mészkő előfordulások alapján a tardos–süttői út vonalába teszi.

A vizsgált terület a Gerecse nyugati részén, az Alsó-

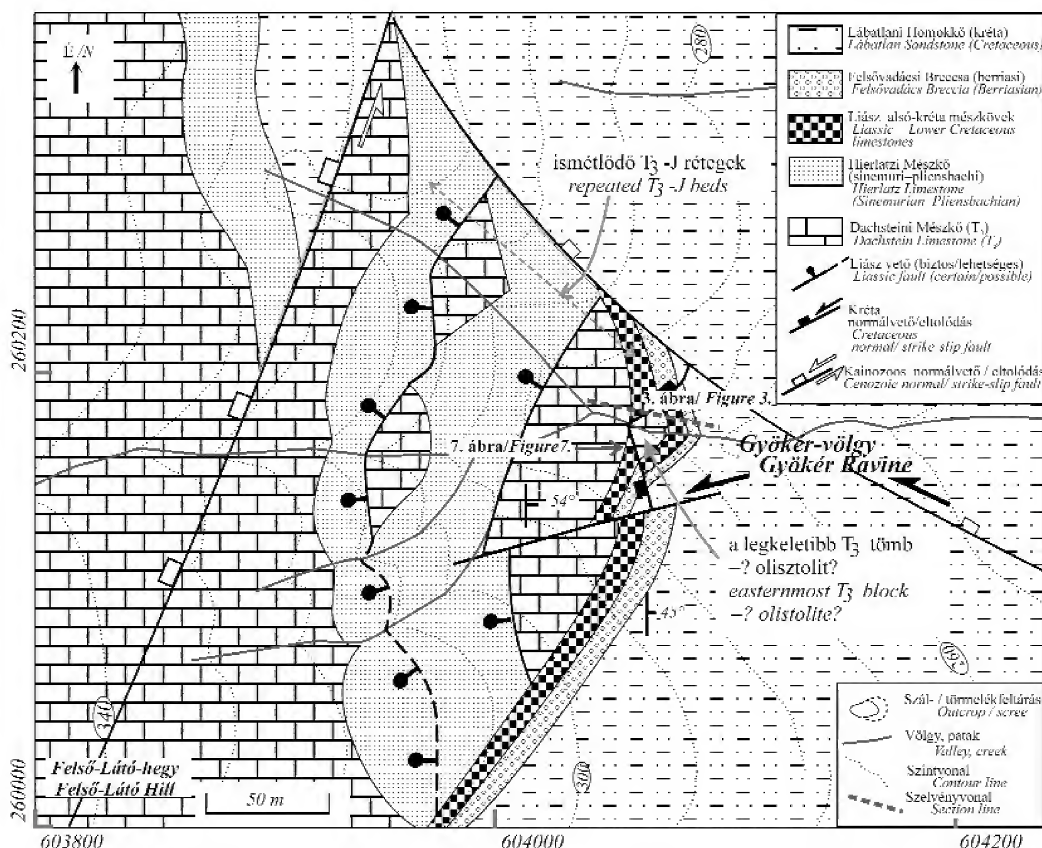


1. ábra. A Gerecse központi és nyugati részének földtani térképe (FODOR & LANTOS 1998 után módosítva)
A jura rétegsorok egykori medencebeli helyzetét H (hát), M (medence), L (lejtő) jelzi. Ag: Agostyán-árok; Lá: Látó-hegyek; Ny: Nyerges-hegy; Pi: Pisznice; Sz: Szél-hegy

Figure 1. *Geological map of the Central and Western Gerecse (modified after FODOR & LANTOS 1998)*
The palaeotopographic positions of the Jurassic sequences are indicated by latters H (high), M (basin), L (slope). Ag: Agostyán Ravine; Lá: Látó Hills; Ny: Nyerges Hill; Pi: Pisznice; Sz: Szél Hill

Látó-hegy keleti oldalában található (*1. ábra*). Az általunk vizsgált völgy, melyet FODOR & LANTOS (1998) „Gyökér-völgy" néven említ, a Bikol-patak völgyéből nyílik, fő ága kb. 250 m hosszan húzódik K–Ny irányban, ezután a völgy három ágra szakad. A jelen munkában vizsgált feltárás a főág északi oldalában húzódik. A szálfeltárásokban viszonylag szegény környezetben, igen kis területen rendkívül változatos, erősen tektonizált rétegsor bukkan a felszínre (*2. ábra*).

A völgy északi oldalának mezozoos rétegsorával az elmúlt években számos kutató kiemelten foglalkozott (LANTOS 1995, 1997; FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004). Ennek ellenére a völgy rétegsorának és szerkezetfejlődésének értelmezése nem egyértelmű. LANTOS (1995, 1997) a völgy általunk részletesen vizsgált északi oldalában nyugatról keletre haladva egy triász–liász majd egy triász–felső-jura sorozatot írt le (2. ábra). A triász rétegek ismétlődésére két lehetséges megoldási javaslatot adott. Az



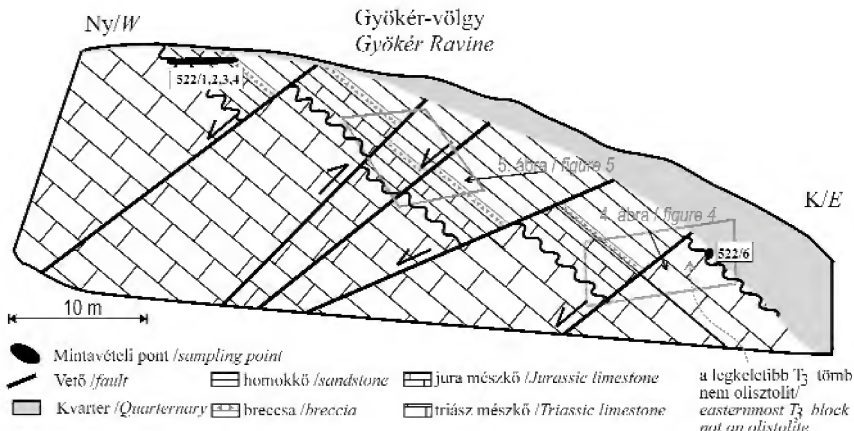
2. ábra. A Gyökér-völgy és környékének egyszerűsített fedetlen földtani térképe, a negyedidőszaki képződmények elhagyásával (FODOR & LANTOS 1998 után módosítva)

Figure 2. *Simplified geological map of the vicinity of the Gyökér Ravine, without Quaternary formations (modified after FODOR & LANTOS 1998)*

egyik a triász rétegek között elhelyezkedő rétegpárhuzamos liász telér, az ismétlődés másik oka szerinte egy eredeti helyzetéből kibillentett, eredetileg nyugatra dőlő liász vető lehet. Az ismétlődő triász–jura rétegektől tovább keletre elhelyezkedő triász mészkőtömböt olisztolitként értelmezi. FODOR & LANTOS (1998) a rétegismétlődést egyértelműen a nyugatra dőlő liász vetőkkel magyarázza, az „olisztolitot" pedig a Felsővadácsi Breccsa képződésével egyidős, a környező medenceperemről leszakadt gravitációsan áthalmozott testként értelmezi. BÁRÁNY (2004) felvet egy olyan megoldást is, ahol nemcsak a völgyben legkeletebbre kibukkanó triász tömböt, hanem magát az ismétlődő rétegeket is olisztolitként értelmezi. Mivel a fenti tanulmányokban egymásnak ellentmondó vélemények is megfogalmazódtak, ezért szükségesnek tűnt a feltárás részletes újravizsgálata. A többször ismétlődő mezozoos rétegsor tanulmányozásával pontosabb információkhoz juthatunk a kiemelt helyzetű Gorba-hát szerkezetfejlődésére és üledékképződésére vonatkozóan is.

A gyökér-völgyi szelvény

A völgyelágazástól kelet felé haladva, az északi völgyoldalban átlagosan 100/50°-os dőléssel triász Dachsteini Mészkő, majd fedőjében változatos megjelenésű jura–alsó-kréta kőzetek jelennek meg. Tovább haladva keleti irányban, a völgyoldalban kibukkanó kőzettömbök és a feltételezhetően helyben maradt kőzettörmelék alapos vizsgálatával megfigyelhető ugyanezen rétegsor legalább hatszori ismétlődése (*3. ábra*). A legkeletibb helyzetű, szálban álló kőzet egy 2 m vastagságú Dachsteini Mészkőpad, melynek felszínén, vékony rétegben jura kőzeteket találunk. Ezt követően a völgy bejáratáig már csak elszórtan fordul elő kréta homokkőtörmelék. A szemközti, déli oldalban a völgyelágazásnál szintén Dachsteini Mészkő található nagyobb vastagságban, az előzőekkel megegyező dőléssel, melyre szintén jura–alsó-kréta rétegsor települ, de itt a rétegsor ismétlődése nehezen figyelhető meg a gyengébb feltártság következtében.



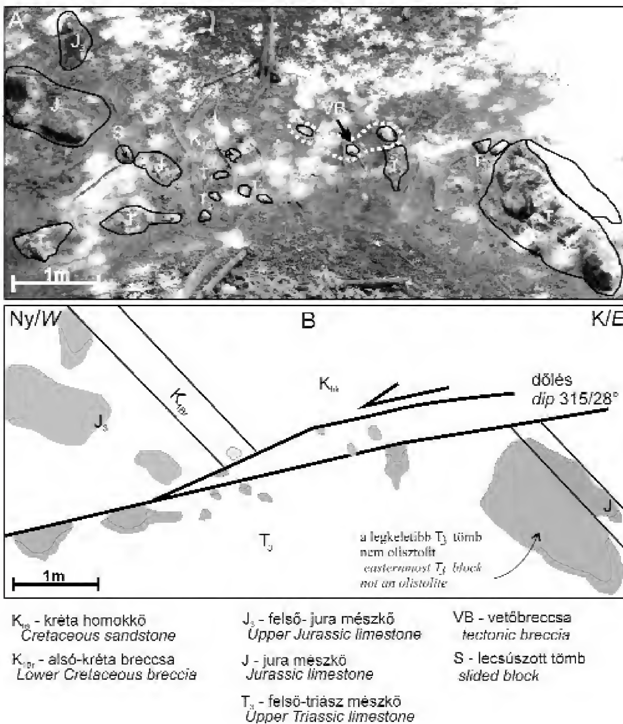
3. ábra. A Gyökér-völgy északi oldalában értelmezett szelvény

A triász–alsó-kréta rétegsor hatszori ismétlődését a lapos nyugati, északnyugati dőlésű vetők magyarázzák. A rétegsorban a vetők mellett egy helyen mai helyzetében látszólagos feltolódás figyelhető meg

Figure 3. *Section located on the northern slope of the Gyökér Ravine*

The multiplication of the observed Upper Triassic – Lower Cretaceous succession can be explain by several low-angle west-dipping normal faults, except one, which, at the present-day situation suggests reverse or strike-slip faulting

A korábbi szakirodalmakban a völgy szerkezetfejlődésére vonatkozóan — valószínűleg a kedvezőtlen feltártsági viszonyok miatt — többféle elmélet született (JORDÁN et al. 1992, LANTOS 1997, FODOR & LANTOS 1998, BÁRÁNY 2004). Ezek mindegyike a legkeletibb, a völgy bejáratához legközelebb eső, az általános dőlésiránnyal megegyező dőlésű triász mészkőpadot a Felsővadácsi Breccsa képződésének idején létrejött olisztolitként értelmezi, melynek felszínén található zsebekből sinemuri brachiopodákat határozott meg DULAI A. (in FODOR & LANTOS 1998). A völgyoldal megtisztítása során azonban egyértelművé vált, hogy a szálban álló triász mészkőtest nyugati irányban, lefelé a völgytalpig folytatódik (4. ábra). Bár a kisebb tömbök kissé kibillenhettek, de a triász mészkőblokkok felső határa egyenes, így a völgyoldalban közvetlenül felette megjelenő jura kőzetek egy nyugati dőlésű vető mentén érintkeznek a triász mészkővel (*4. ábra*). A vető mentén egy olyan kőzetmintát is vettünk, amely különböző jura és triász klasztokból áll. A klasztok éles határa és az üledékes mátrix hiánya szerkezeti eredetre, vetőbreccsára utal. A vető felett közvetlenül felső-



4. ábra. A: A megtisztított északi völgyoldal egy részlete, a kibukkanó kőzetek megjelölésével

A fotó helyzetét a 3. ábra szemlélteti

B: Az A ferde metszet értelmezett változata

A felső-jura mészkövek és a Felsővadácsi Breccsa a triász mészkővel szerkezeti kontaktussal (lapos nyugati dőlésű vető) érintkezik. A vető felett közvetlen elhelyezkedő jura és Felsővadácsi Breccsa-tömbök vetőbreccsaként értelmezhetőek. A kép jobb oldalán látható triász blokk, a korábban olisztolitként értelmezett mészkőtestnek felel meg

Figure 4. *A: Eastern part of the northern valley slope showing the outcropping rocks (oblique section)*

The position of the photo can be seen in the Figure 3

B: Interpretation of the previous photo (A)

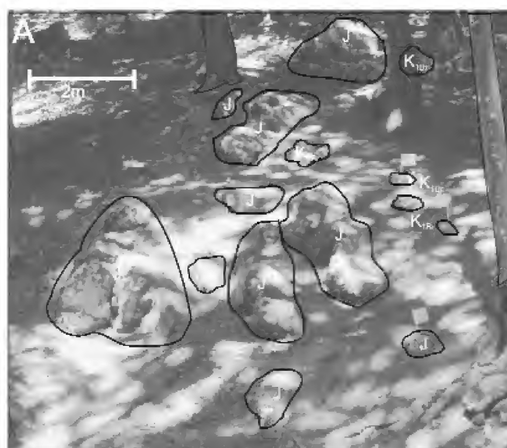
The contact of the Upper Jurassic limestone and the Felsővadács Breccia with the Triassic limestone can be interpreted as a low angle, west dipping normal fault. Blocks above the fault can form a fault breccia. The Triassic limestone body on the right side of the photo was previously interpreted as an olistolithe

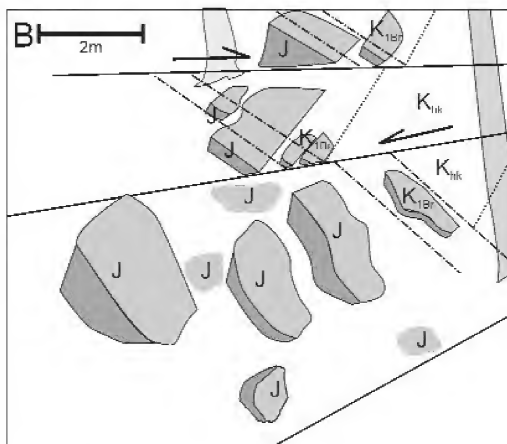
jura mészkő és a Felsővadácsi Tagozat kőzettömbjei jelennek meg, amelyek vetőbreccsát alkothatnak (4. ábra). E sáv felett kissé kibillenve követhetők a felső-jura–berriasi rétegek.

Az északi völgyoldal nyugati részein is hasonló mintázatot figyelhetünk meg (*5. ábra*). A szálban álló felső-jura, valamint a Felsővadácsi Breccsa rétegfejek megszakadása és elvetett folytatása alapján további normál vetőket és egy látszólagos feltolódást tételezhetünk fel.

E megfigyeléseket alapul véve belátható, hogy nyugati dőlésirányú vetőket feltételezve, megmagyarázható a triász–alsó-kréta rétegsor összes ismétlődése. Így a legkeletibb helyzetű triász mészkőblokk olisztolitként való értelmezése is elvethető. Ebben az esetben ugyanis a triász blokk alatt jura vagy kréta rétegeknek kellene lennie, de a 4. ábrán látható módon, nem ezt figyelhetjük meg. A szerkezeti elképzelést igazolja, hogy a rendkívül változatos mikrofáciesű jura kőzetek fölött a völgyoldalban többször szálban vagy törmelékben megjelenik a Nyugati-Gerecse területén a Szentivánhegyi Mészkő Formációban közbetelepülő Felsővadácsi Breccsa Tagozat, mely egyértelműen elkülöníthető a többi kőzettől és egy pontosan meghatározható berriasi korú rétegtani szintet jelez (CSÁSZÁR, 1995). A Felsővadácsi Breccsa kibukkanásait a mért keletdélkeleti irányú dőlésviszonyok mellett nem lehet egy folyamatos rétegként értelmezni, a nyugatra, vagy északnyugatra dőlő vetők segítségével azonban magyarázható a képződmény többszöri megjelenése (*3., 4., 5. ábra*).

Mindezek alapján az északi völgyoldalban hat, nyugati dőlésű törések által határolt kőzetblokkot tudunk elkülöníteni (3. ábra). Az egyes blokkokban a rétegsor triász Dachsteini Mészkővel kezdődik, melyet kb. öt méter vastagságban követnek a változatos megjelenésű jura–alsó-kréta kőzetek, legfelül a Felcsővadácsi Breccsával majd (törmelékben) a Lábatlani Homokkővel. A Berseki Márga Formáció a Nyugati-Gerecsére jellemző módon hiányzik (CSÁSZÁR, 1995). A breccsa réteg kibukkanásai segítségével rekonstruálható az elmozdulások iránya és mértéke is, mely a legtöbb esetben normál vető jellegű, az elmozdulás mértéke 1–10 méter közé tehető. Egy esetben, a völgyoldal középső részén, a mai dőlésviszonyokat alapul véve viszont látszólag jobbos eltolódást, vagy feltolódást kell feltételezünk (*5. ábra*).





5. ábra. A: A feltárt völgyoldal nyugati részlete, a kibukkanó kőzetek megjelölésével

A kép helyzetét a 3. ábra szemlélteti

B: A kőzetek egymáshoz képesti elhelyezkedése alapján, a 4. ábrán bemutatotthoz hasonlóan, nyugati dűlésű törések feltételezhetőek

A legmagasabb topográfiai helyzetben lévő szerkezeti elem feltolódásnak látszik, de a dőléssel visszabillentett modellen (8a, 9. ábra) már normál vetőként, vagy eltolódásként értelmezhető

***Figure 5.** A: Western part of the northern valley slope showing the outcropping rocks*

The position of the photo can be seen in the Figure 3

B: The relative position of the outcropping rocks suggests west dipping faults, similar to the Figure 4

The geometry of the structure at the top of the photo suggests a reverse fault, however, in the tilted section (Figures 8a, 9) it can be interpreted as a normal or a strike-slip fault

A feltárás jura–alsó-kréta rétegsora

A völgyoldal jura képződményeit a már említett, a területtel foglalkozó szakirodalmak főleg makroszkópos, helyenként egy-egy vékonycsiszolatos vizsgálat alapján részletesen taglalják, ugyanakkor szisztematikus, a teljes feltárást átfogó vékonycsiszolatos vizsgálatra eddig nem került sor. Ennek szükségességét indokolja, hogy a területen a jura képződmények kifejlődése a Gerecse hegység medence területein megszokottaktól eltér, ezért az egyes képződmények elkülönítése és korolása csupán makroszkópos megfigyelések alapján egyértelműen nem tehető

meg. Példaként említhető az ősmaradványokban rendkívül gazdag felső-jura mészkő, amely makroszkópos bélyegei alapján néhol kísértetiesen emlékeztet az alsó-jura Hierlatzi Mészkőre.

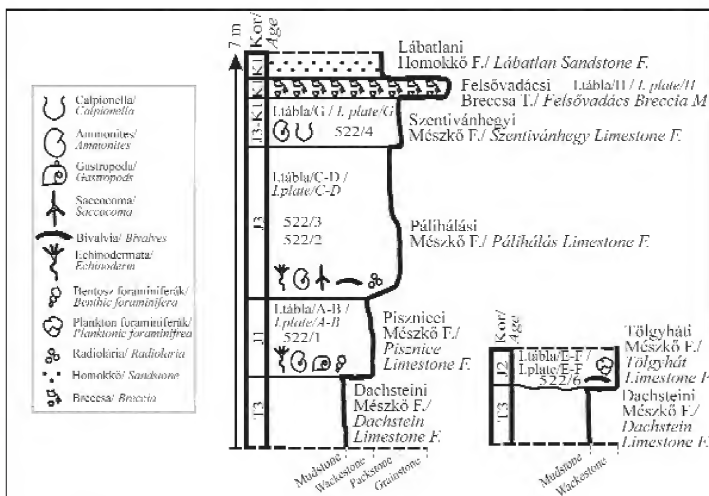
Az általunk észlelt jura–alsó-kréta rétegsor legjobb feltártságú, legnyugatibb blokkjának legalsó, a felső-triász Dachsteini Mészkőre települő tagja egy halvány vörös színű, mikrites mészkő (*6. ábra*, mintavételi pontokat lásd a *3. ábrán*). A wackestone szövetű mészkőben makroszkóposan maximum 0,5 cm-es sávokba rendeződő ősmaradvány-dúsulás észlelhető (echinodermata vázelemek, gastropodák, ostracodák, foraminiferák). A kőzet liász korát a foraminiferák közül az *Involutina liassica* jelenléte bizonyítja (*I. tábla/A*). Az ősmaradvány-tartalom mennyiségének változása valószínűleg a maradványok lejtőn történő gravitációs áthalmozódásának eredménye (karbonátturbidit) (*I. tábla/B*). Ilyen jelenségeket a közeli feltárásokban LANTOS (1995), míg a tardosi Bánya-hegyen REZESSY (1998) is megfigyelt.

FODOR & LANTOS (1998) a liász meglétét a rétegsorban elképzelhetőnek tartotta, de ezt a korábbi vizsgálatok nem bizonyították. A terület fejlődéstörténeti modelljében LANTOS (1997) és BÁRÁNY (2004) is a felső-triász mészkő után a felső-jura Pálihálási Mészkő képződéséig üledékhézagot feltételezett.

A liász mészkő felett változatos színű (sötétvöröstől a sárgásbarnáig) ősmaradványokban rendkívül gazdag, legtöbbször packstone, néhol wackestone szövetű felső-jura Pálihálási Mészkő következik (*6. ábra*, *I. tábla/D*). Makroszkóposan is megfigyelhető ősmaradványai (ammonitesz, kagylóhéjtöredék) mellett vékonycsiszolatban aptychusok, echinodermata vázelemek, radioláriák és legnagyobb tömegben saccocomák fordulnak elő (*I. tábla/C*)). Ebből a rétegből korábban kora-tithon ammonitesz-faunát határozott meg FŐZY (in FODOR & LANTOS 1998), malm Pygope-féléket VÖRÖS (in LANTOS 1995).

A Pálihálási Mészkő fedőjében világosbarna színű, porcelán szövetű mészkő települ (*6. ábra*). A bioklasztokban dús mészkő, a benne található Calpionella-félék alapján a felső-jura – alsó-kréta Szentivánhegyi Mészkőnek feleltethető meg (*I. tábla/G*).

A karbonátos üledékképződést ezután törmelékes üledékképződés váltotta fel, melyet az alsó-kréta Felsővadácsi Breccsa (*6. ábra*, *I. tábla/H*) és azt követő Lábatlani Homokkő megjelenése jelez. A szemcsevázú konglomerátum-részek mellett mátrixvázú konglomerátum is fellép: a mátrix halvány vörös mészkő (*I. tábla/H*). A breccsa a vizsgált völgyszakasz déli, valamint északi oldalán egyaránt megjelenik, vastagsága nem haladja meg a fél métert.



6. ábra. A Gyökér-völgyi szelvény rétegsora

***Figure 6.** Sedimentary succession of the Gyökér Ravine*

A középső-jura Tölgyháti Mészkő és a callovi-kimmeridgei Lókúti Radiolarit hiánya, valamint a kis vastagságú, erősen kondenzált rétegsor hátsági, illetve hátságperemi kifejlődésre utal. Ezt támasztja alá a völgyelágazás feletti, középső területen megtalálható viszonylag nagy kiterjedésű Hierlatzi Mészkő megjelenése is, bár ez az egység minden bizonnyal tektonikus kontaktus mentén érintkezik a fentebb taglalt blokkal. A szálban álló, szinte kizárólag 1-3 cm-es krinoidea vázelemekből álló kőzetet minden eddigi leírás Hierlatzi Mészkő néven említi. A tisztán krinoidea vázelemekből álló kőzet már a medence felé történő átmenetet jelzi, a krinoidea nyéltagok, mint apró üledékszemcsék a hátságoktól messzebb szállítódhatnak, mint a nagyobb ammonitesz- és brachiopoda-héjak (VÖRÖS 1991).

A feltárás legkeletibb blokkjában, a korábban olisztolitként értelmezett Dachsteini Mészkő-pad tetején sötétvörös színű, mikrites mészkövet találtunk (*4. ábra, I.*

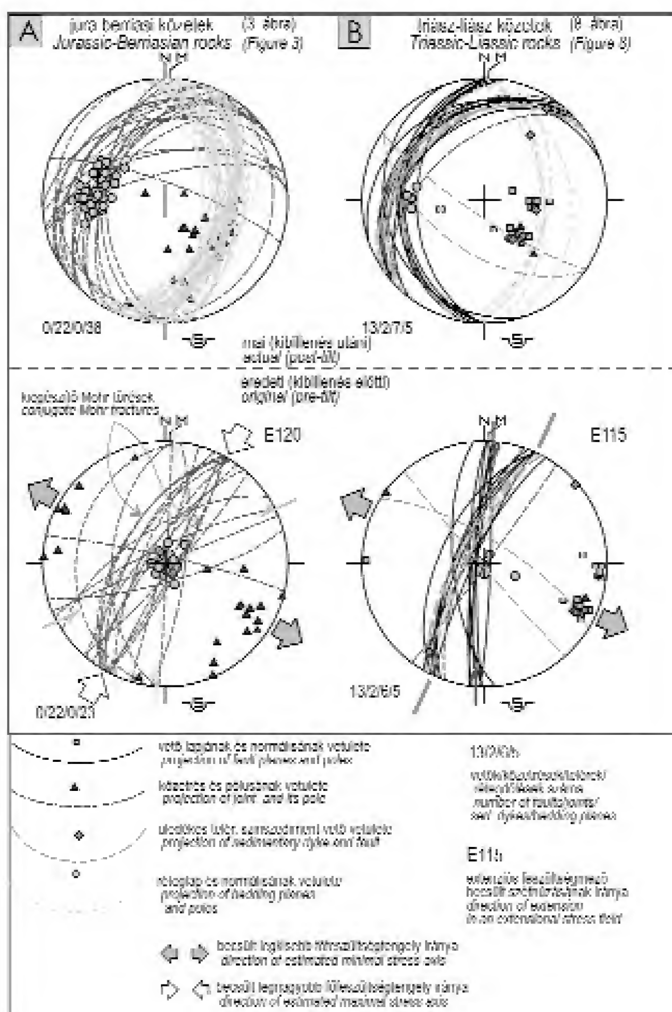
tábla/F), mely ősmaradvány-tartalma (vékony héjú kagylók [*Bositra*], plankton foraminiferák) alapján középső-jura korúnak bizonyult (CSÁSZÁR G. szóbeli közlése) (*I. tábla/E*). DULAI A. (in FODOR & LANTOS 1998) viszont a triász pad repedéseiből a brachiopoda-fauna alapján alsó-jura korú mészkövet írt le. A Gorba-hát keleti lejtőjén (Asszony-hegy, Szél-hegy-kelet) más középső-jura előfordulások is ismertek. Ezen feltárásokban a tipikus Tölgyháti Mészkőtől részben eltérő, Bositra-tartalmú, agyagfilmekkel vagy vasas-sztromatolitos keményfelszínekkel tagolt, kis vastagságú (az Asszony-hegyen mindössze 20 cm) mészkövek találhatóak (CSÁSZÁR et al. 1998). A gyökér-völgyi feltárás középső-jurája leginkább ehhez hasonlítható, a vékonycsiszolatban észlelt apró limonitos gumók valószínűleg az egyidős keményfelszínekből származtathatóak. A kőzet intraklasztos szövete szintén szinszediment áthalmozódásra utal.

Az Asszony-hegy jura rétegsora nemcsak a középső-jura tekintetében hasonlítható az általunk vizsgált szelvényhez. A Dachsteini Mészkőre mindkét területen liász rétegek települnek. Míg az Asszony-hegyen a Pisznicei Mészkő 15 m-es vastagsága lejtőlábi környezetet jelez, addig a Gyökér-völgy alig egy méteres liász rétege a lejtőn magasabb topográfiai elhelyezkedésre utal. A környező feltárások közül legkiemeltebb helyzetben a vizsgált területtől DNy-ra található Agostyán-árok lehetett, ahol CSÁSZÁR et al. (1998) szerint a triászra közvetlenül malm rétegek települnek. Ugyanakkor, a medence felé való átmenetet a Látó-hegyektől keletre elhelyezkedő, tithon hierlatzi-típusú mészkövéről nevezetes Szél-hegy északi részének rétegsora jelzi (FŐZY et al. 1994), mely kőzet a lejtőn történő áthalmozással jöhetett létre. A késő-jura során ugyan a Gorba-hát továbbra is kiemelt pozícióban maradt (CSÁSZÁR 1995, KÁZMÉR 1998), a tithon üledékek már a Nyugati-Gerecse egész területén, így az Asszony- és a Szél-hegyen is megjelennek (FŐZY 1993).

Szerkezetföldtani áttekintés

Az Alsó-Látó-hegy keleti oldalában a korábbi vizsgálatok számos szerkezeti elemet azonosítottak, melyek értelmezésére többféle modellt dolgoztak ki. E modelleket és az üledékföldtani megfigyeléseket egészítették ki szerkezeti méréseink, amelyek töréseket és rétegdőlési adatokat foglaltak magukba. A töréses elemeket a rétegdőléssel visszabillentettük, így e „billentés-teszt" segítségével kaptunk információt arra vonatkozóan, hogy a töréses elemek a kibillenés előtt vagy után jöttek-e létre (7. ábra).

A hátság kiemelt peremén liász szinszediment vetőket teleztek fel (LANTOS 1997, FODOR & LANTOS 1998), bár a jura elmozdulást a törések későbbi reaktivációja miatt nehéz igazolni. A Gyökér-völgyben és az Alsó-Látó-hegytől



7. ábra. A Gyökér-völgyben mért szerkezeti elemek, rétegdőlések sztereogramjai saját mérések alapján, B ábrán kiegészítve FODOR & LANTOS (1998) adataival

A sztereogramok a vetők mai és kibillenés előtti állapotát is mutatják. E billentésteszt alapján a törések a kibillenés előtt keletkeztek. A) a 3. ábrán mutatott szelvény adatai, B) a triász-jura érintkezés mellett (8. ábra) mért adatok

Figure 7. *Stereonets of structures and bedding data based on own data supplemented by data of FODOR & LANTOS (1998) in case of B. Stereonets shows data on present-day and original (pre-tilt) position*

This tilt test suggests that fractures were originated in horizontal bed position. A) data from the section of Figure. 3. B) data from the syn-sedimentary structural contact of the Triassic and Liassic (Figure 8)

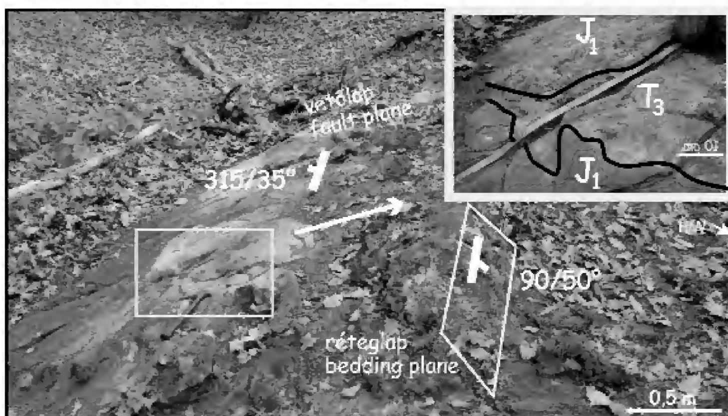
északra, a Nyerges-hegy keleti oldalában LANTOS (1997) számos üledékes telér és a Hierlatzi Mészkő megjelenése alapján feltételezte a liász töréses deformáció meglétét. Ezt támasztja alá a közel csapásban megjelenő, nagy-teke-hegyi telér is (VIGH 1961a, JORDÁN et al. 1992, SZABÓ 1998). FODOR & LANTOS (1998) a Gyökér-völgy déli oldalában fekvő triász mészkőblokk nyugati elvégződése és a völgytalp érintkezése alapján lapos nyugati dőlésű, normál vetőket feltételezett. A fennmaradó szárnyon hiányzó, míg a levetett szárnyon megjelenő Hierlatzi Mészkő alapján a tektonikus aktivitást a liász idejére teszi. A törés síkját a legdélibb völgyág triász mészkőblokkjának rétegzéssel kb. 65–75°-os szöget bezáró sík felszínével azonosítja. Ezen a felszínen terepi megfigyeléseink során 1-3 cm vastagságban ősmaradványgazdag jura réteget találtunk a Dachsteini Mészkő rétegdőlésére közel merőleges településsel (8. *ábra*), amely vékonycsiszolatban liász ősmaradványokat tartalmazott. A triász és liász kőzetek érintkezése a jura üledékképződés és cementációt követően már nem reaktiválódott. Ugyanakkor a kontaktus párhuzamos a fő völgyág északi oldalából leírt nyugatra dőlő vetőkkel, ezért lehetséges lenne a későbbi reaktiváció: azonban ez legfeljebb egy másik párhuzamos sík mentén mehetett végbe.

A jurában előforduló szögletes triász kőzetdarabok jól jelzik a szerkezeti mozgást, amely a jura üledékkel egykorú: a sinemuri kort a kissé nyugatabbra azonosított csigák adják meg (SZABÓ in FODOR & LANTOS 1998). A szinszediment szerkezeti kontaktus alapján a vetős modell mellett azonban nem zárható ki egyértelműen a liász rétegek neptuni telérként való értelmezése sem, vagyis hogy a kontaktus egy széles telér fala.

Saját szerkezeti adataink mai helyzetben laposan NyÉNy felé dőlő elemeket (normálvetőket vagy telérfalat) mutatnak, hasonlóan FODOR & LANTOS (1998) adataihoz (*7. ábra, b, 9. ábra, c*). A „billentés-teszt" alapján e törések vízszintes réteghelyzetben jöttek létre, és É–D-i vagy ÉÉK–DDNyi csapásúak voltak (*7. ábra, b*). Ez összhangban van a szerkezetek feltételezett szinszediment sinemuri korával. A becsülhető feszültségmező KDK–NyÉNy-i extenzió lehetett. Ez az irány merőleges a kora-jurára becsült extenzióhoz képest (BADA 1994, LANTOS 1997, SASVÁRI 2008a), de ez azért is lehet, mert az eddigi kutatásnak nem sikerült vetőkarcos jura vetőt találnia.

A terület kora-kréta, berriasi utáni szerkezetfejlődésére utal a völgy északi oldalában megfigyelt lapos nyugati dőlésű vetőrendszer (*3., 9. ábra*). A szálfeltárásban megfigyelt legfiatalabb biztosan elvetett képződmény, azaz a Felsővadácsi Breccsa felszíni szálfeltárásai alapján az elmozdulás mértéke az egyes vetők mentén 1–10 m lehetett. A törmelékfeltárások alapján azonban feltételezhető, hogy a vetők a Lábatlani Homokkövet is harántolják. A vetők korát így a kora-kréta Lábatlani Homokkő lerakódása és az általános keleties rétegdőlést okozó kibillenés közti időintervallumra tehetjük.

A felső-triász képződmények közel vízszintes településű rétegeket alkottak az egykori karbonátplatformon. A mai helyzetben keleti dőlésű rétegeket eredeti vízszintes helyzetükbe visszaállítva, a mai lapos szögű törések helyett meredek, a normálvetős elmozdulásnak megfelelő, közel 65°–80°-os NyÉNy-i, helyenként KDK-i dőlésű vetőket kapunk (*7. ábra, a; 9. ábra*), melyek egy szimmetrikus Mohr-töréspárnak tekinthetők. Ezek kinematikája azonban ugyanúgy normál marad, mint a mai helyzetben, de kibillentett dőlésszögben látható kinematika. Megjegyzendő, hogy a töréses elemek mai helyzetükben változatos csapásúak és dőlésszögűek, közöttük olyan töréspárok nem ismerhetők fel, melyek szimmetriasíkja függőleges lenne (*7. ábra, a*). Ez is igazolja a törések kibillenés előtti keletkezését. Néhány törés eredeti helyzetben É–D-i vagy KÉK– NyDNy-i csapású volt és eltolódásos kinematikájú lehetett (*7. ábra, a*). Ezek egyike az a vető, mely mai helyzetben látszólag feltolódást okozott a szelvényben (*3., 5., 9. ábra*). A töréses elemek együttese KDK–NyÉNy-i húzásos, esetleg időlegesen eltolódásos feszültségtérben jöhetett létre (*7. ábra, a*).



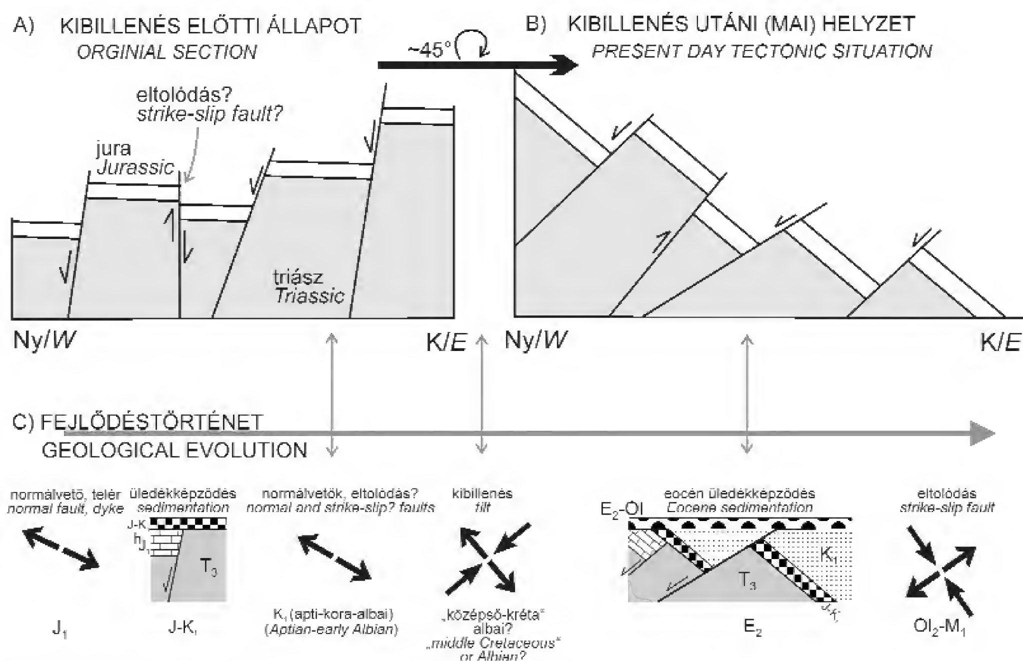
8. ábra. A déli völgyoldal triász blokkjának nyugati elvégződése, a Dachsteini Mészkő rétegdőlésére nagy szöget bezáró vetőfelszín a rácementált alsó-jura mészkő megjelenésével

A kőzetek kontaktusa vetőként és szinszediment telérként egyaránt értelmezhető

Figure 8. *Lower Jurassic limestone occurrence with hihg angle contact to the east-dipping Upper Triassic Dachstein Limestone*

The cemented tectonic contact between the two limestones can be interpreted either as a result of normal faulting or a wall of a synsediment neptunian dyke. The contact has Liassic age

Bár a vetők kinematikájáról közvetlen vetőkarcos adat nem áll rendelkezésre, a mért vetőminta alapján becsült feszültségmező összevethető más gerecsei adatokkal. A feltételezhető KDK–NyÉNy-i húzáshoz sorolható diagenezis alatti deformációt FODOR (1998) a Berseki Formációból említ; ennek korát valangini–hauterivire teszi. Az



9. ábra. A Gyökér-völgy 3. ábrán mutatott részletének szerkezetfejlődését bemutató modell

A mai lapos nyugati dőlésű vetők az általános keleties rétegdőlést okozó kibillentés előtti, eredeti helyzetükbe visszaállítva meredek normál vetőkként értelmezhetőek

Figure 9. *Reconstruction of the tectonic evolution of part of the Gyökér Ravine shown on Figure 3*

Present day low angle faults can be interpreted as high angle normal faults taking in consideration the latter (most probably Aptian-early Albian) general eastern tilting of the whole sequence

összevetés más kréta kompressziós vagy eltolódásos deformációs eseményekkel csak akkor lehetséges, ha feltételezzük a maximális és középső feszültségtengelyek (σ_1 és σ_2) lokális felcserélődését. Ez kéreghajlásos medencékben, a deformációs fronttól távol nem tűnik lehetetlennek. Így a gyökér-völgyi ~KDK–NyÉNy-i tágulás kapcsolódhat BADA et al. (1996) által jelzett késő-jura–apti É–D-i kompresszióhoz, vagy ÉK–DNy összenyomás hatására létrejött apti korú redőkhöz (SASVÁRI 2008a, b), vagy a „középső-kréta" eltolódásokhoz (BADA et al. 1996).

A keleties kibillenést valószínűleg egy (K)ÉK–(Ny)DNy-i összenyomás okozhatta (*9. ábra*), amint erre BADA et al. (1996) vetőadatai és SASVÁRI (2008b) redőadatai utalhatnak. Ebben a feszültségmezőben a keleti dőlésű rétegek talán egy jobbos eltolódási zónában billentek ki (BADA et al. 1996). Ennek korát „középső-krétának", illetve aptinak tartják a szerzők. A feltehetően deformált Lábatlani Homokkő alapján a deformáció az albaiban mehetett végbe. Ezt kiegészítendő, a Gyökér-völgy mentén JORDÁN et al. (1992) olyan konglomerátumot térképezett, amely az eocén bázisával azonosítható. Ezen a területen valamint a Szél-hegyen (BADA et al. 1996) ez az eocén képződmény lefedi a kibillentett rétegeket (*9. ábra, c*). A kibillenés előtti vetők tehát biztosan az eocén előtt, egy olyan deformáció során keletkezhettek, amely a tágabb térségben a valanginiben kezdődhetett és az albai elején fejeződött be: a gyökér-völgyi deformáció ennek talán az utolsó apti–kora-albai szakaszára esett. A feltárások közvetlen környezetében gyanítható egy ÉNy–DK-i kompressziójú eltolódásos feszültségmező hatása, melyet BADA et al. (1996) a késő-oligocén–kora-miocénnek korolt: e deformáció azonban a bemutatott szerkezeteket már nem érintette (*9. ábra, c*).

Következtetések

Az Alsó-Látó-hegy keleti lejtőjén, a Gyökér-völgy főágának északi oldalában egy erősen kondenzált (kb. 5 m vastag), hátsági kifejlődésű jura–alsó-kréta üledéksorozat figyelhető meg. A korábbi megfigyelésekhez képest a triász Dachsteini Mészkő fölött, a felső-jura Pálihálási Mészkő alatt sikerült azonosítani egy kb. 80 cm vastagságú liász réteget.

A középső-jura szinte teljes hiányával jellemezhető rétegsor nagy hasonlóságot mutat az Asszony-hegy mezozoos képződményeivel. Ugyanakkor a liász rétegek eltérő vastagsága alapján, feltételezhető hogy a vizsgált terület a Gorba-háthoz közelebb, magasabb topográfiai pozícióban helyezkedhetett el a kora-jura során.

A völgyben egyetlen helyen előbukkanó, maximum 10 cm vastagságú középső-jura mészkő az Asszony- és a Szél-hegy

sajátos, hátságperemi területekre jellemző, redukált, nem típusos kifejlődésű Tölgyháti Mészkövével azonosítható.

Hátságperemhez közeli helyzetet igazol a völgyágak közötti szakaszban a Hierlatzi Mészkő megjelenése is, amely csapásban van a Nyerges-hegy és a Nagy-Teke előfordulásaival. A triász–liász érintkezés szinszediment szerkezeti voltát, vető vagy telérperem jellegét új megfigyeléseink is igazolták.

A völgy északi oldalában a korábbi vizsgálatok a triász kőzetek háromszori ismétlődését dokumentálták, és az egyes blokkokban különböző jura rétegsorokat írtak le. Az ismétlődés utolsó tagját, a legkeletibb mészkőblokkot olisztolitként értelmezték, míg a másik két blokk között szinszediment tektonikus jelenségeket feltételeztek. A völgyoldal részletes feltáráskor azonban, ettől eltérően a triász–alsó-kréta rétegsor legalább hatszori ismétlődését lehetett megfigyelni. Az olisztolitnak tekintett triász blokk is egy ezen ismétlődő blokkok között.

A rétegismétlődést mai helyzetükben lapos nyugati irányú vetők magyarázzák, melyeket eredeti (a kibillenést megelőző) helyzetükbe visszaállítva meredek, a normálvetős elmozdulásnak megfelelő, NyÉNy-i, helyenként KDK-i dőlésű vetőket kapunk. Ezen szerkezeti elemekkel magyarázható a mezozoos rétegsor többszöri ismétlődése és elvethető a legkeletibb triász mészkőpad olisztolitként való értelmezése.

A töréses elemek együttese KDK–NyÉNy-i húzásos, esetleg időlegesen eltolódásos feszültségmezőben jöhetett létre, mely kora valószínűleg az apti–kora-albaira tehető.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat kezdeti megfigyelései a gerecsei térképezési gyakorlat keretei között zajlottak. Köszönettel tartozunk a gyakorlat vezetőinek, SZTANÓ Orsolyának, MINDSZENTY Andreának és PALOTAI Mártonnak valamint az észlelésben nyújtott segítségéért SZABÓ Beátának. Köszönet illeti CSÁSZÁR Gézát a csiszolatok értelmezésében, BUDAI Ferencet és LANTOS Zoltánt a csiszolatok illetve a fényképek elkészítésében nyújtott hathatós segítségéért. Köszönjük a kézirat lektorainak, SASVÁRI Ágostonnak és CSÁSZÁR Gézának hasznos megjegyzéseiket és építő jellegű kritikáikat. A kutatás a Magyar Állami Földtani Intézet gerecsei térképezési projektjéhez kapcsolódott, annak támogatását élvezte.

Irodalom — References

BADA, G. FODOR, L., SZÉKELY, B. & TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.

BÁRÁNY M. 2004: A jura-kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az Északi-Gerecsében. — *Szakdolgozat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 74 p.

CSÁSZÁR, G. 1995: A gerecsei és a vértes-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 133–152.

CSÁSZÁR G., GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közlöny* **128**, 397–435.

FODOR, L. 1998: Late Mesozoic and Early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. — *Abstract book of the Carpathian-Balkan Geological Association XVI*[th] *Congress*, Austria 165.

FODOR L. & LANTOS Z. 1998: Liász töréses szerkezetek a Nyugati-Gerecsében. — *Földtani Közlöny* **128**, 375–396.

FŐZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Földtani Közlöny* **123**, 441–464.

FŐZY, I., KÁZMÉR, M. & SZENTE, I. 1994: A unique Lower Tithonian fauna in the Gerecse Mts, Hungary. — *Palaeopelagos Special Publication* **1**, 155–165.

GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 313–328.

GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. 1972: A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. — *Földtani Közlöny* **102**, 122-135.

JORDÁN, GY., KOVÁCS, R. & SZŰCS, A. 1992: Terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék 22 p.

KÁZMÉR, M. 1998: Pygopid brachiopods and Late Jurassic palaeorelief in the Gerecse Mts., Hungary. — *Földtani Közlöny* **128**, 265–272.

LANTOS Z. 1995: Gerecsei alsójura szedimentológiai vizsgálata. Kapcsolatok a liász tektonikával és ősföldrajzzal. — *Szakdolgozat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 138 p.

LANTOS Z. 1997: Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse). — *Földtani Közlöny* **127**, 291–320.

REZESSY A. 1998: Ciklussztratigráfiai vizsgálatok gerecsei alsó-jura szelvényeken. — *Földtani Közlöny* **128**, 297–320.

SASVÁRI Á. 2008a: A Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlöny* **138**, 147–164.

SASVÁRI Á. 2008b: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Gerecse területén. — *Földtani Közlöny* **138**, 385–402.

SZABÓ, J. 1998: Paleogeográfiai és paleoökológiai következtetések egy késő-sinemuri gastropoda-fauna kapcsán (Hierlatzi Mészkő, Nagy-Teke-hegy, Gerecse). — *Földtani Közlöny* **128**, 211–222.

VIGH G. 1961a: A gerecsei júra üledékek fácieskérdései. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49**, 463–468.

VIGH G. 1961b: A Gerecsehegység Ny-i felének földtani vázlata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49**, 445–462.

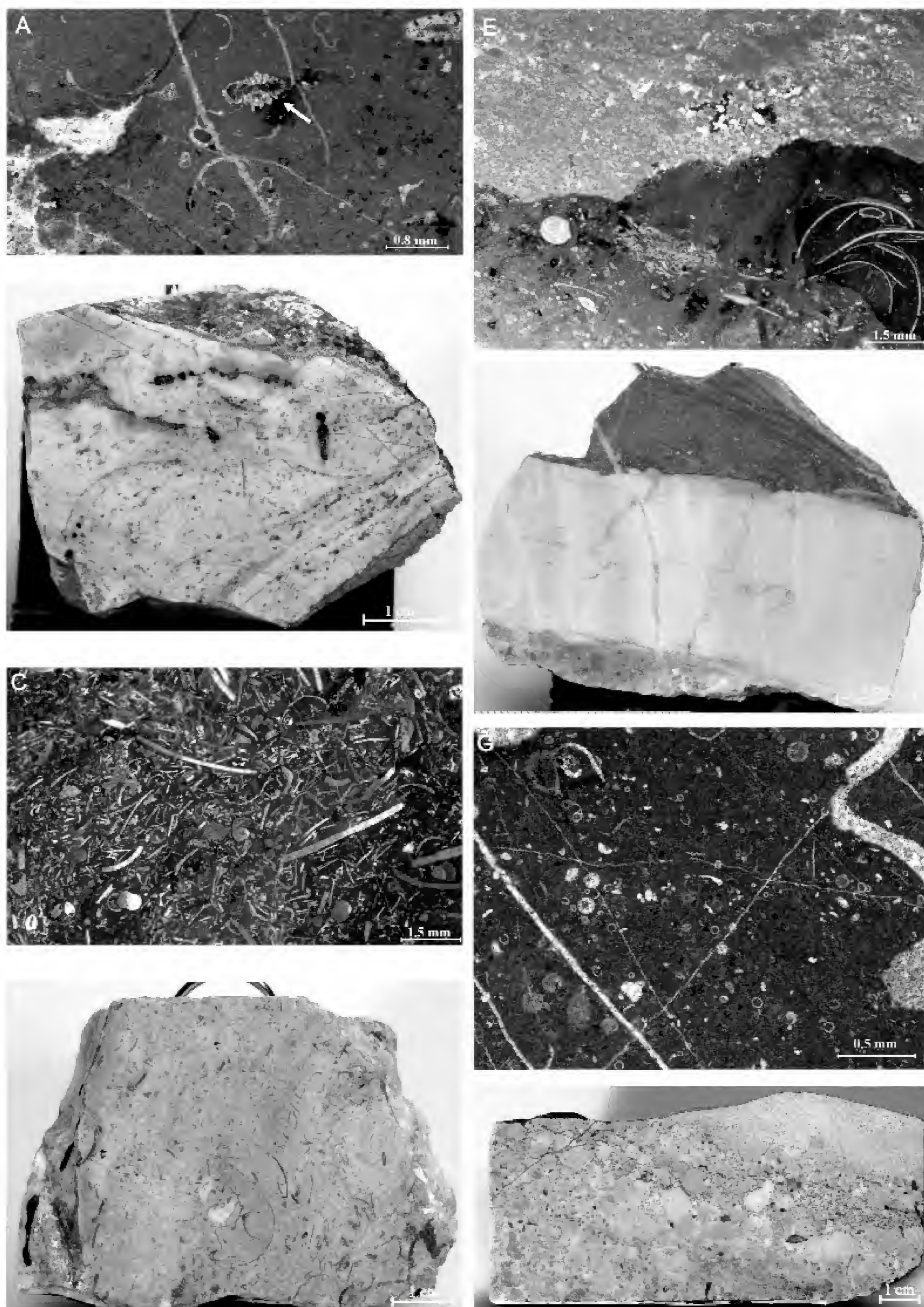
VÖRÖS, A. 1991: Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubileumsschrift 20 jahre geologische zusammenarbeit Österreich–Ungarn. Teil I.* Bécs, 145–154.
VÖRÖS, A. & GALÁCZ, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia* **104,** 69–84.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 05.

I. tábla
A: *Involutina liassica* a Gyökér-völgyi szelvény liász rétegéből (vékonycsiszolat)
B: Karbonátturbiditek a liász mészkőben
C–D: A Pálihálási Mészkő Formáció jellegzetes vékonycsiszolati és makroszkópos képe,
E–F: Kondenzált középső-jura vékonycsiszolat, illetve kézipéldány
G: Szentivánhegyi Mészkő, vékonycsiszolat
H: Felsővadácsi Breccsa, kézipéldány

Plate I
A: *Involutina liassica* from the Liassic limestone bed of the Gyökér Ravine, thin section
B: Calcareous turbidites in the Liassic limestone
C–D: Macroscopic and microscopic images of the Upper Jurassic Pálihálás Limestone Formation
E–F: Condensed Middle Jurassic limestone with thin shelled bivalves (Bositra), thin section and hand specimen
G: Upper Jurassic – Lower Cretaceous Szentivánhegy Limestone, thin section
H: Felsővadács Breccia, hand specimen

I. tábla — Plate I



Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/3, 235–250., Budapest, 2010

A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana III.

Egy pannóniai korú Gilbert-delta felépítése „3D" földradar (GPR) szelvények alapján

TÓTH Péter[1, 2], SZAFIÁN Péter[3] és SZTANÓ Orsolya[1,*]

[1] ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C
[2] jelenlegi címe: Eriksfiord AS, Prof.Olav Hanssens vei 7A, 4021, Stavanger, Norway (ptoth@eriksfiord.com)
[3] MOL NyRt., 1117 Budapest, Október 23 u. 18., (pszafian@mol.hu)
* levelező szerző: sztano@ludens.elte.hu

Three-dimensional GPR imaging of a Gilbert-type delta: a case study from the Late Miocene Lake Pannon, Hungary

Abstract

During the early stage of its evolution Lake Pannon had been dissected by several islands and peninsulas. One of the largest of these might have been the present Transdanubian Range rimmed by rocky coasts, sands and gravels at about 10 Ma ago (Kálla Gravel). These gravels were partly formed as wave-reworked beach deposits and as Gilbert-type deltaic deposits.

Three depositional units were distinguished in the outcrops of the Kálla Gravel in the Tapolca Basin. The uppermost is made up of horizontal strata of well sorted, fine sand and pebbly sand and unconformably overlies the lower ones, which have a steep depositional dip up to 20–30°. The lower two units are mainly made up of open-fabric clast-supported gravel and sandy gravel. The dip of beds is not constant, there are internal low angle differences and downlaps. The two lower facies units are different only regarding their thickness and transport direction. The lowermost unit attains 20 m thickness with southerly dip directions. The overlying unit observed and studied in details in the SE part of the largest quarry is only 2–3 m thick and dips towards the NE. Both the large and small steep progradational surfaces were interpreted as foresets, while horizontal surfaces as topsets of a shallow-water Gilbert-type delta.

In the largest outcrop — an active gravel pit — of the deltaic deposits ground penetrating radar (GPR) measurements were carried out in order to reveal the architecture of the deltaic body. Data were gained from three pseudo-three-dimensional grids of about 30×30 m with 2 m spacing of parallel sections. Only basic processing steps were applied: bandpass filtering, true amplitude recovery and static correction. For comparison and control of GPR images geological cross-sections, logs and photographs taken during the last eight years were also used.

Based on reflection terminations, amplitude and continuity variations three major units were distinguished on the radar sections as well. The lowermost unit is characterised by strong, steep, oblique reflections, which can be seen even at least to a depth of 12 m. 3-D mapping of these surfaces demonstrated fairly straight and uniform dip planes to the S, SE in harmony with the dip of the lowermost large foreset unit. In the south-eastern measure grid it is cut by a high amplitude low angle reflection, which is a downlap surface of oppositely dipping reflections up to a height of about 3 m. 3-D mapping revealed a set of small curved surfaces extending to a few tens of metres only, indicating migration towards the N–NE. Above both set of dipping reflections horizontal reflections are detected, corresponding to the topmost horizontal strata of the delta.

The GPR study demonstrated that the main transport was towards the S, SE having only subtle differences in transport direction, however, still enough to show reflection terminations between the separate lobes. The low angle erosion of the previously deposited lobes may point to a lake-level drop of a few metres amplitude. The resulted accommodation was filled by minor lobes quickly migrating aside (NE) by the major one. The overlying topsets indicate a continued gradual rise of lake-level.

Keywords: Lake Pannon, Gilbert-type delta, ground penetrating radar, palaeotransport direction

Összefoglalás

A Pannon-tó kialakulása kezdetén szigetek és félszigetek tagolták a vízfelületet. A legnagyobb félsziget a Dunántúli-középhegység tömbje lehetett, melyet kb. 10 millió éves abráziós szikláspartok, kavicsos-homokos hullámveréses fövenypartok és lokálisan kavicsos, Gilbert-típusú delták szegélyeztek (Kállai Formáció).

A Tapolcai-medencében a Kállai Kavics feltárásaiban három üledékes egység különíthető el. A legfelső, vízszintes településű, jól osztályozott homok és kavicsos homok váltakozásából épül fel, mely alatt meredek (20-30°) dőlésű

mátrixmentes szemcsevázú kavics és homokos kavics rétegek találhatók, kissé változó látszólagos dőlésszöggel. Az alsó két egység anyagában nem, csak méretében és szállítási irányában különbözik: a legalsó, dél felé dőlő rétegekből álló egység magassága eléri a 20 m-t, míg a közbülső egység, amelyet a részletesen vizsgált bánya délkeleti felén észleltünk, csak 2–3 m magas és ÉK felé dől. A nagy- és a kisméretű, meredeken dőlő felszínek egyaránt a Gilbert-delta homlokrétegei, míg a vízszintes felszínek annak fedőrétegei.

A Gilbert-delta egyik legnagyobb feltárásában — egy aktívan művelt kavicsbányában — földradar méréseket végeztünk a deltatest belső szerkezetének megismerése céljából. A földradarszelvények három, 30×30 m-es mérési hálóban, 2 m-es szelvénytávolsággal készültek. Csupán egyszerű adatfeldolgozási lépésekre — sávszűrés, amplitúdó-visszaállítás és statikus tolás — volt szükség. A radarszelvényeket az elmúlt nyolc év terepbejárásai során készült fényképekkel, valamint a bányafalak földtani és szedimentológiai szelvényeivel vetettük össze.

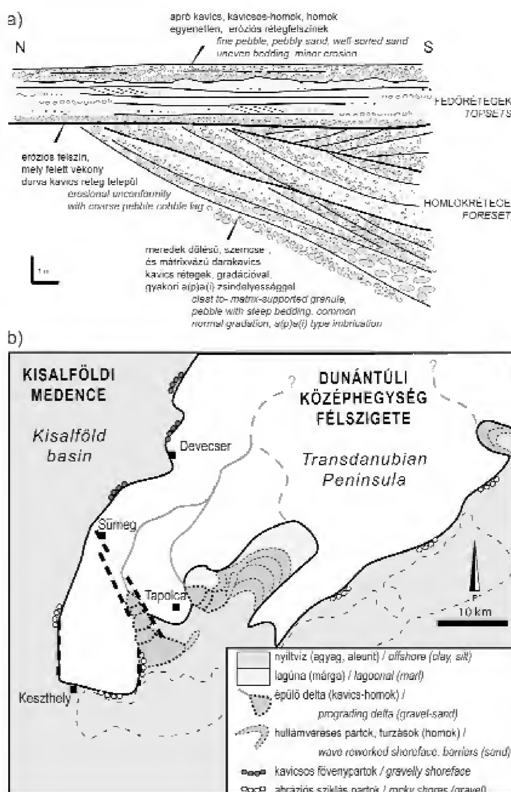
A radarszelvényeken a reflexiók elvégződése, amplitúdója és a folytonossága alapján három radarfácies különül el. A legalsó egységben nagy amplitúdójú, meredek, ferde reflexiók láthatók a felszíntől legalább 12 m mélységig. Ezek háromdimenziós térképezése kimutatta, hogy nagy kiterjedésű, viszonylag sík, D–DK felé dőlő rétegekről származnak, melyek a legalsó üledékes egységgel azonosak. A délkeleti mérési hálóban ezeket a rétegeket lapos szögű, erős eróziós felszín metszi, melyre ellentétesen, ÉK felé dőlő reflexiók következnek, egy maximum 3 m magas egységet alkotva. Háromdimenziós térképezésük néhányszor 10 m-es kiterjedésű, ívelt rétegfelszínek jelenlétére utal. Mindkét fajta meredek dőlésű reflexióköteg felett vízszintes reflexiókat találunk, a feltárás rétegsorához hasonlóan.

A rétegdőlésekkel egyezően a földradarral kitérképezett progradálási irány déli-délkeleti a fő delta test esetén — a kis különbségek az egyes lebenyek alig eltérő lerakódási irányaiból erednek. A már leülepedett lebenyeket metsző lapos eróziós felszín néhány méteres vízszintesés révén alakulhatott ki. Az így képződött térbe települt a fő épülési irányra közel ellentétesen, ÉK felé, a kis, karéjos lebenyek sora. A delta felfelé épülő fedő rétegei a folytatódó fokozatos, relatív tószintemelkedést jelzik.

Tárgyszavak: Pannon-tó, Gilbert-típusú delta, földradar, szállítási irány

Bevezetés

A Tapolcai-medence peremén több kavics- és homokbányában fejtett Kállai Formáció területi elterjedését BUDAI et al. (1999) térképezték ki, rétegtani helyzetét CSILLAG et al. (2010) jellemezték. Szedimentológia jellemzői alapján a kavicsos-homokos felépítésű kőzettestek a Káli-medence környékén hullámveréses fövenypartokon (BABINSZKI et al. 2003), míg a Tapolcai-medencében Gilbert-típusú delta üledékeiként keletkeztek (SZTANÓ 1995, SZTANÓ et al. 2010). A részletes szedimentológiai elemzésekkel, a kavicsok zsindelyességének és a delta mintegy 20 m magas, 20–30° dőlésű homlokrétegei dőlésirányának mérésével egyértelműen kimutatható, hogy a kis-bakonyi, billegei és lesenceistvándi területeken egyöntetűen dél felé történt a delta kiépülése. Ugyanakkor a billegei bánya délkeleti részén ezzel 90–120°-ot bezáró szállítási irányokat kaptunk teljesen azonos kőzetösszetételű testek meredek rétegeinek dőlésméréséből. Ezek a kőzettestek mindenütt eróziósan településtek a „nagy” délies dőlésű homlokrétegekre, vagy legfeljebb 3–4 m vastag kiékülő kötegekben egymásra. Fedőjük a délre progradáló homlokrétegek fedőjével azonos: a deltasíkságon lerakódott horizontális homok- és kavicsoshomok rétegek. A terepi szedimentológiai észlelésekkel ezen furcsa, látszólag „visszafelé” progradáló testek pontos geometriáját, mibenlétét, eredetét nem tudtuk megválaszolni (*1. ábra*).



1. ábra. a) A Kállai Kavics szedimentológiai szelvénye

A különböző dőlésszögű rétegek egy sekélyvízi Gilbert-típusú delta homlok- (I) és fedőrétegeiként (III) keletkeztek. A homlokrétegek között a billegei bánya déli részén látszólag ellentétes dőlésű kavicstesteket (II) találunk, melyek eredete az egyszerű progradáló delta modelljével nem magyarázható

b) Ősföldrajzi vázlat (kb. 10 millió éve) a Dunántúli-félsziget peremén épülő deltákról, hullámveréses öblökről és abráziós kavicspartokról

Figure 1. *a) Simplified sedimentological sketch of the Kálla Gravel*

Beds with different dip angles and directions were formed as foresets (I) and topsets (III) of a shallow-water Gilbert-type delta. At the southern part of the Billege gravel pit, however, a unit with oppositely dipping foresets (II) is situated, which origin cannot be understand with the simple progradational deltaic model

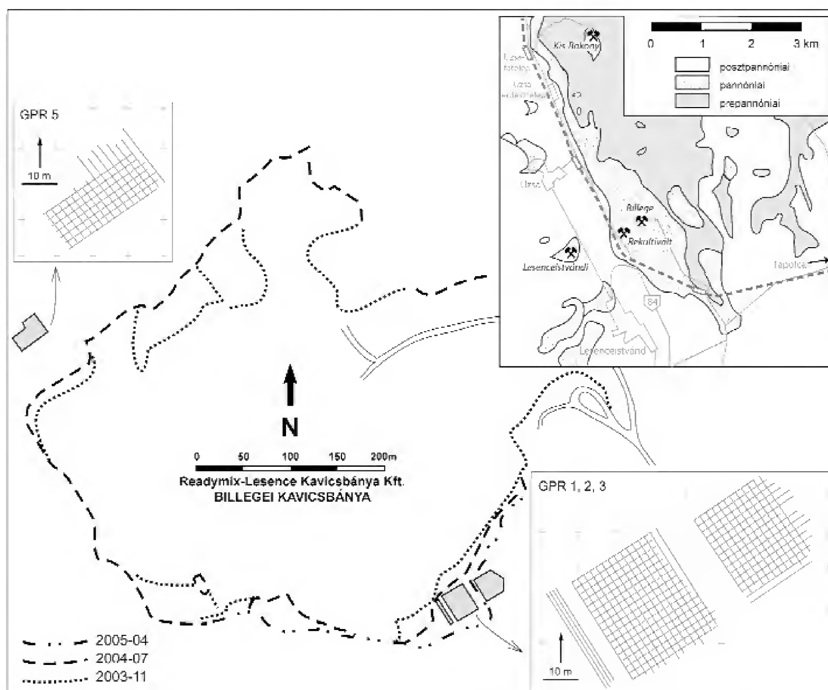
b) Palaeogeographical sketch about the rim of the Transdanubian Peninsula with the occurrance of small gravelly deltas, wave reworked sandy beaches and rocky shores at about 10 Ma ago

Ezen tanulmány célja, hogy a hazai földtani kutatásban eddig kevéssé használt geofizikai vizsgálati módszerrel, a földradarral (GPR) leképezve a rétegek elhelyezkedését, megoldást találjunk a „visszafele progradáló" egységet érintő kérdéseinkre. Radarszelvényeken elsősorban a rétegek geometriája, települési viszonyai figyelhetők meg, de egyes litológiai jellemzők is kikövetkeztethetők (ANNAN & DAVIES 1989, JOL & SMITH 1992, REGLI et al. 2002, NEAL 2004). Ezeket térben kitérképezve, majd összehasonlítva a mérésekhez közeli bányafalakon észlelt jelenségekkel, a kérdéses kőzettest keletkezése részben megérthető. Egyúttal tesztelni is kívántuk, hogy a földradaros mérések milyen módon és milyen részletességgel képezik le a kavicsos-homokos kőzeteket, milyen további földtani problémák megoldásában nyújthat segítséget ez a módszer.

A vizsgált terület földtani felépítése

A Keszthelyi-hegységtől Nyirádig húzódó nagy kiterjedésű, uralkodóan homok és laza „rozsdás" homokkő, illetve helyenként agyag kifejlődésű rétegeket faunájuk alapján LŐRENTHEY (1905), majd LÓCZY (1913) sorolta a pannóniai emeletbe. A tágabb terület földtani felépítését egyrészt nyersanyagkutató fúrásokból (bauxit, bazalt, üveghomok, építőanyag stb.), másrészt különböző földtani térképezések során nyert adatokból ismerjük (BUDAI et al. 1999). A Tapolcai-medence északi peremén Lesenceistvánd–Billegei-erdő–Uzsabánya-Kis-Bakony térségében működő bányákban (*2. ábra*) a pannóniai korú Kállai Formáció transzgresszíven települ a triász Fődolomitra vagy a szarmata mészkőre. Néhány kilométerrel délebbre a Tapolcai-medencében pannóniai agyagmárgára (Száki Formáció; CSILLAG et al. 2010) települ, látszólag regresszíven. Fedője eróziósan települő fiatalabb pannóniai aleuritos finomhomok (Somlói Formáció), vagy pleisztocén korú, már áthalmozott bazaltszemcséket is tartalmazó homokos kavics (BENCE & BUDAI 1987, BUDAI et al. 1999). Az aljzatra települő pannóniai kavics vastagsága Sümeg környékén csupán 5–10 méter, ám dél felé vastagodva a kis-bakonyi bányában már 20 m-es falban látható, míg a tapolcai-medencei fúrásokban az 50 m-t is eléri (JÁMBOR 1980, JOCHÁNÉ EDELÉNYI 1984, CSILLAG 2004, CSILLAG et al. 2010). Ez arra utal, hogy a Gilbert-delta dél felé egyre nagyobb vízmélységű medencébe épült.

A Kállai Formáció anyaga legtöbbször kvarcit, ritkábban tűzkő, lidit, kvarcporfirit, egyéb metamorf kőzet, szórványosan tűzkő, de gyakoriak az alaphegységből származó karbonátkavicsok is. Jól koptatott, gömbölyített voltuk miatt kapták a „gyöngykavics" nevet, melyet JÁMBOR (1980) az abráziós, hullámveréses parti eredettel, valamint a strand anyagának érett, többszörösen átdolgozott jellegével magyarázott. A kapcsolódó homok kitűnően osztályozott,



2. ábra. Vázlatos földtani térkép a vizsgált pannóniai képződmények elterjedésével (BUDAI et al. 1999 után) és a billegei bánya helyszínrajza a GPR szelvények helyének és lefutásának feltüntetésével

Figure 2. *Simplified geological map of the study area (after BUDAI et al. 1999) and the map of the Billege gravel pit with the location of the GPR sections*

anyaga szintén kvarc, kvarcit, mész-, és csillámmentes, melyet a Káli-medencében üveghomokként termelnek ki. A kavicsanyag feltételezhetően a Csatkai Formációból halmozódott át, bizonyítva a középhegységi szárazulat létét ebben az időintervallumban (JÁMBOR 1980, MAGYAR et al. 1999). A kavicsos kifejlődések ősmaradványokban meglehetősen szegények: a káli-medencei homok fáciesű lelőhelyek faunáját MAGYAR (1988), MAGYAR et al. (2007) dolgozták fel, megállapítva azok sekély tavi eredetét és kb. 10 millió éves korát. A „kállai homok" keletkezési viszonyaival, nyomfosszíliáival és ülepedési környezetével újabban BABINSZKI et al. 2003 foglalkozott. Eredményeik szerint a Káli-medencében a homokos kifejlődésű rétegek a hullámbázis közelében képződött viharüledékeknek tekinthetők, a kavicszsinóros fáciesek pedig a parthomlok fröccszónájában alakultak ki.

SZTANÓ (1995) és SZTANÓ et al. (2010) az uzsabányai, a lesenceistvándi felhagyott bányákban és a billegei-erdő aktív fejtésében végzett részletes szedimentológiai elemzések alapján a tapolcai-medencei kifejlődésű „kállai kavicsot" egy a sekély tóba kiépülő Gilbert-típusú delta üledékének tartják. Megfigyelhető három fő ülepedési egység (*1. ábra*). A legalsó 4–15 méter vastag, melyet arasznyi–öles vastagságú, meredeken dél felé dőlő, főleg szemcsevázú, ritkábban homok mátrixú, gyengébben osztályozott kavicsrétegek alkotnak. A középső egységet, több méter vastag, ugyancsak meredek, 20–30 fokos dőlésű kötegekből álló kavics alkotja. Az elkülönítés legfőbb indoka az eltérő dőlésirány, mely a középső egységben É–ÉK-i. A legfölső egységet horizontális településű homok, kavicsos homok és mátrixvázú kavics váltakozó rétegei építik fel. Az alsó két egység meredek dőlésű rétegei a sekélyvízi Gilbert-típusú delta dél és meglepő módon északkelet felé épülő frontjának üledékei. A vízszintes rétegzettségű üledék a deltasíkság lapos térszínén halmozódott fel. A delta kiépülése részben a Száki Agyagmárga ülepedésével egy időben, a Pannon-tó transzgresszióját kísérően kezdődhetett a Dunántúli-középhegység délnyugati, részben szinszediment vetőkkel (CSILLAG 2004, CSILLAG et al. 2010) tagolt peremén (*1. ábra*). A vízszintemelkedés ellenére a középhegységi félszigetről érkező bőséges üledékutánpótlásnak köszönhetően a delta gyorsan épült dél felé. Előbb sekélyebb vízben a mezozoos és középső-miocén anyagú aljzatra, majd elérve az eredetileg is kissé mélyebb medencerészt a progradáció folytatódott a korábban lerakódott agyagmárga felett (CSILLAG et al. 2010), miközben a parttól távol eső területeken folytatódhatott az agyagmárga felhalmozódása. Ezzel egy időben az üledékforrástól csapásirányba eső Káli-medencében a delta hullámveréssel átdolgozott, áramlásokkal elszállított, szortírozott, immár főleg homokos anyaga ülepedhetett.

A kavics fáciese a billegei bányában

A billegei bányában négyféle kőzettípust különíthetünk el, melyeket a domináns szemcseméret, a szövet, az osztályozottság, másodlagosan a szín és a cementáltság, valamint a Gilbert-típusú delta különböző részein elfoglalt helyzete különböztet meg egymástól (SZTANÓ et al. 2010)

A szemcsevázú, jól osztályozott, teljesen mátrixmentes, nagy porozitású kavics (1. fácies) színe élénken vörös, narancs-barna a limonitos átitatódástól. Helyenként kemény, sötétbarna konglomerátummá cementálódott. Ez a litofácies a delta meredek dőlésű 10–50 cm vastag homlokrétegeinek leggyakoribb alkotóeleme. Az ugyancsak szemcsevázú, de rosszul osztályozott, szürke színű kavics (2. fácies) az előzőhöz hasonlóan a delta homlokrétegeit alkotja, de a rétegek vastagsága nagyobb, gyakran eléri az 1–1,5 m-t is. A gyenge osztályozottságból eredően porozitása az előzőnél jóval kisebb, limonitosodás nem jellemző. Az uralkodó mennyiségben jelen levő kavicshoz egyes rétegekben kitűnően osztályozott apróhomok társul (3. fácies), meggátolva a limonitos cementációt, de még a gyengébb festődést is. A homoktartalomtól függően előfordul szemcsevázú változata, ahol a homok csak a kavicsok közti rést tömi el. Ahogy növekszik a homok mennyisége, úgy válik az üledék inkább kavicsos homokká. Ez a kőzettípus a leggyakoribb a delta legfelső, vízszintes fedőrétegei között, de megjelenik az összlet meredek dőlésű részén is. A 4. fáciestípust vakító fehér, kavicsmentes, jól osztályozott, aprószemcsés homok képviseli, mely a billegei bányában a delta fedőrétegeiben jellemző.

Az itt felsorolt litológiai típusok a radarszelvényeken nem különíthetők el, de a reflexiók erősségére, folytonosságára, sőt helyenként az „átvilágítás" mélységére is jelentős hatást gyakoroltak.

A földradaros mérések elve és kivitelezése

Az üledék nagyléptékű szerkezetének leképezésére a földtani vizsgálatokban is egyre inkább elterjedő geofizikai kutatómódszert, a földradart (GPR) használtuk (ANNAN & DAVIES 1989, JOL & SMITH 1992, BRISTOW & JOL 2003, VAN DAM & SCHLAGER 2000). A földradaros szelvényezést gyakorta hasonlítják a szeizmikus mérésekhez, lévén mindkettő hullámterjedésen alapul, és ráadásul a két mérési eljárás eredményeit is hasonló módon jelenítjük meg (FISHER et al. 1996). A vízszintes tengelyen a szelvénymenti távolság, a függőleges tengelyen pedig a jelforrásból kibocsátott hullám kétszeres futásideje van feltüntetve. A földtani információt pedig a rétegekről visszaverődő hullámok hordozzák. Ugyanakkor fontos hangsúlyozni, hogy a földradar elektromágneses hullámok segítségével képezi le a vizsgált teret, amelyek terjedését egészen más törvények szabályozzák, mint a szeizmikában használt rugalmas hullámokét, ezért az alábbiakban röviden összefoglaljuk a földradarmérésekre vonatkozó legfontosabb összefüggéseket.

Ha a vizsgált közeg elektromos vezetőképessége (s) kicsi — ami igaz a kőzetek és üledékek jelentős részére —, miközben a méréshez használt elektromágneses hullám frekvenciája a megahertzes tartományba esik, a hullámok terjedését alapvetően a közeg dielektromos tulajdonságai határozzák meg. A terjedési sebesség (*v*) fordítottan arányos

a közeg relatív dielektromos állandójával (e_r) és a relatív mágneses permeabilitással (m_r):

$$v = c / m_r \cdot e_r,$$

ahol a, c a fény vákuumban mért terjedési sebessége. A legtöbb kőzetben — néhány erősen mágnesezhető kőzet kivételével — a m_r közel egységnyi, tehát az elektromágneses hullámok terjedési sebessége a relatív dielektromos állandó függvénye, a szeizmikával ellentétben tehát nem mélységfüggő. A kőzetek túlnyomó részénél a dielektromos állandó értéke 3–20 közé esik, míg a nedves agyagban a 40-et is elérheti. A víz relatív dielektromos állandója 81, vagyis a vizsgált összlet víztartalma jelentősen lassítja a radarimpulzus terjedési sebességét. A radarhullámok sebességét m/ns-ban szoktuk megadni: száraz homokban, kavicsban 0,15–0,1 m/ns, nedves agyagban 0,1–0,05 m/ns, míg vízben 0,03 m/ns a jellemző érték (vö. LEMPERGER 2003).

A radarhullámok határfelülethez érve arról részben visszaverődnek, illetve megtörve behatolnak a felület alá. Egy felületről annál erősebb reflexiókat kapunk, minél nagyobb a két közeg relatív dielektromos állandója közötti különbség.

Terjedésük során az elektromágneses hullámok csillapítódnak, szóródnak, végül elnyelődnek, így korlátozott annak a tértartománynak a vastagsága, amelyről földradar méréssel információt nyerhetünk. Behatolási mélységként *(d)* azt a mélységet szokás megadni, ahol a jel aktuális, illetve felszíni amplitúdójának aránya 1/e, vagyis az amplitúdó a kiindulási értékének kb. 37%-ra csökken. Ez nem egyezik meg azzal a mélységgel, ameddig a radarhullámok valójában eljutnak, ám jó közelítéssel megadja azt, honnan kapunk még észlelhető visszavert jeleket.

A földtani célú vizsgálatoknál jellemző közegek esetében jó közelítéssel azt mondhatjuk, hogy a behatolási mélység egyenesen arányos a közeg relatív dielektromos állandójának négyzetgyökével, és fordítottan arányos az elektromos vezetőképességgel. Amint azt korábban említettük, a relatív dielektromos állandó a kőzetek esetében legfeljebb egy nagyságrendet változik, ezért a radarhullámok behatolási mélységét alapvetően a lényegesen változékonyabb, több nagyságrendet átölelő fizikai jellemző, az elektromos vezetőképesség határozza meg: minél nagyobb a közeg elektromos vezetőképessége, annál kisebb a behatolási mélység. Itt jut döntő szerephez a kőzetek pórusterét kitöltő víz, amely iontartalmánál fogva jelentősen emeli a vezetőképességet. Hasonló módon a jól vezető agyagásványok jelenléte is erősen korlátozza a leképezhető mélységtartományt. Ugyancsak csökkenti a behatolási mélységet az is, ha sok határfelület jellemzi a vizsgált földtani összletet, hiszen a visszaverődés emészti az energiát. Általánosságban azt mondhatjuk, hogy a földradaros kutatások jellemző mélységtartománya a felső 20 m, ami optimális esetben az 50–60 métert is elérheti, de például tengervízbe a radarhullámok mindössze egy centimétert, agyagba pedig nagyjából 30 centimétert tudnak behatolni (SPIES 1989, SMITH & JOL 1995).

A leképezhető mélységtartomány mellett nagyon fontos paraméterek a vertikális és horizontális felbontóképesség is. Az elméleti vertikális felbontóképesség konzervatív becslés szerint a beérkező jel hullámhosszának a negyede, azaz ha két felület ilyen távolságra helyezkedik el egymás alatt, a róluk visszaverődő jeleket már meg tudjuk különböztetni. Egy adott frekvenciájú jel hullámhossza a terjedési sebesség függvényében változik: a hullámhossz a sebesség és a frekvencia hányadosa. Ebből következően kis terjedési sebességgel jellemezhető közegben nagyobb a vertikális felbontás, mint egy nagy sebességű összletben. Ha például egy 300 MHz frekvenciájú földradarral vizsgálunk egy 0,12 m/ns sebességű közeget, akkor az elméleti vertikális felbontóképesség 10 cm, míg 0,06 m/ns terjedési sebesség mellett 5 cm-re levő rétegeket is meg tudunk különböztetni.

A horizontális felbontást az első Fresnel-zóna átmérőjével *(w)* közelíthetjük, ez azt a felületet jelenti, amelynél kisebbeket diffraktáló pontokként észlel a radarhullám. Ennek a zónának a mérete egyenesen arányos a mélységgel és a hullámhosszal, vagyis minél nagyobb a jel hullámhossza, s minél mélyebben található felületeket vizsgálunk, annál nagyobb a Fresnel-zóna átmérője, következésképpen annál kisebb a horizontális felbontás. A fenti példában említett két közegben öt méter mélyen a horizontális felbontás az első esetben $w_1=2$ m, míg a másodikban $w_2=1{,}41$ m.

A földradar szedimentológiai célú alkalmazásaiban a reflexiók kialakulását és erősségét, vagyis a relatív dielektromos állandót és a hullám terjedési sebességét több tényező befolyásolja. A legfontosabb ezek közül a víz jelenléte, amely a kőzet porozitásától és permeabilitásától függő mértékben növeli a közeg relatív dielektromos állandóját és elektromos vezetőképességét, miközben csökkenti a terjedési sebességet és az áthaladó hullám amplitúdóját. A porozitás és permeabilitás pedig közvetlen módon függ a kőzet szemcseméretétől, osztályozottságától, kompaktáltságától, cementáltságától, illetve az adott üledékes egységen belüli kisebb szöveti változásoktól. A kőzet anyagi összetétele hasonlóképpen jelentős hatással van a reflexiókra: az agyagtartalom növekedése emeli a relatív dielektromos állandót, míg a kvarctartalom emelkedésével csökken az értéke (pl. PRINGLE et al. 2003). Összességében megállapíthatjuk, hogy az elsődleges reflexiók megjelenését és erősségét az üledékek és üledékes kőzetek litológiai sajátosságai határozzák meg.

Nem az elsődleges üledékszerkezethez, rétegzettséghez köthető, ún. másodlagos reflexiók is megjelenhetnek a radarfelvételen. A leggyakoribb, hogy a talajvízszint megmutatkozik: a hajszálcsövesség miatt fokozatosan telítetté váló zóna vízszintes vagy enyhén dőlő, az eredeti rétegzettséget metsző erős, folytonos reflexióként jelenik meg. Ugyancsak módosíthatják a reflexiós képet a különböző diagenetikus változások (utólagos cementáció, kicsapódás) is, különösen, ha ezek során vastartalmú ásványok is megjelennek az összletben (VAN DAM et al. 2002).

Mérési adatok és feldolgozásuk

A billegei bányában több helyen végeztünk földradar méréseket (*2., 3. ábra*). Tapasztalatunk szerint a több méter



3. ábra. A mérési háló kitűzése (a) és helyzetének meghatározása differenciális GPS-szel történt (b). A jelforrást és a visszatérő jelet érzékelő műszer szelvénymenti vontatása és a terepi adatrögzítés közben a nyers adatok megtekinthetők, előzetesen értelmezhetők (c)

Figure 3. *Geodetic positioning (a) of the survey area occurred with differential GPS (b). Source and receiver is included in the towed device during data acquisition, while raw data can be evaluated on site (c)*

vastag, fehér, aprószemcsés, leszivárgó vízzel átitatott homok elnyelte a radarjelet, így végül értékelhető szelvényeket ott kaptunk, ahol a talajtól, pleisztocén és fiatalabb pannóniai fedőjétől letisztítva, száraz kavics alkotta a felszínt. Az északnyugati blokkot (GPR5) egy a bányatalpnál körülbelül 15 méterrel magasabb platón mérték ki, míg a két délkeleti mintaterületet (GPR1, GPR3), melyet egy megközelítőleg 10 méter széles sáv választott el egymástól, egy alacsonyabb 5,5 és 7 m magas platón jelöltük ki. A szelvények az üledék geometriai viszonyait a felszíntől számított kb. 12 m mélységig képezték le. A mintaterületek úgynevezett pszeudo-háromdimenziós formában, azaz merőleges hálózatban, hossz-, és keresztirányban is 2 méteres szelvénytávolsággal készültek. A blokkok és szelvények pontos helyét differenciális GPS segítségével állapítottuk meg (3. ábra).

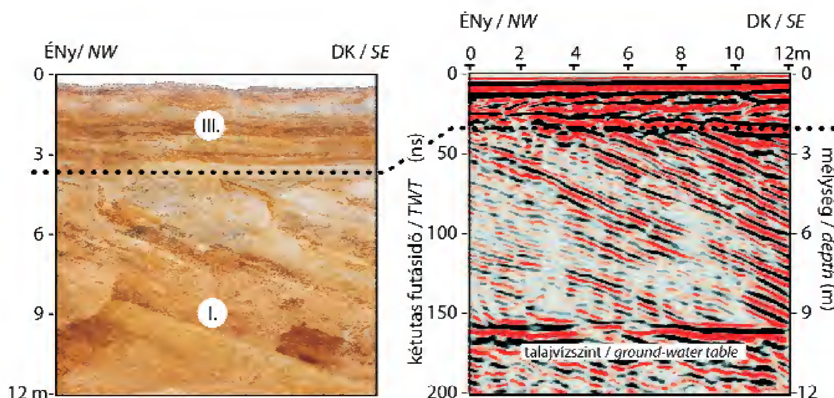
A nyers adatrendszerből az értelmezést megnehezítő zajokat egy 45–390 MHz-es sávszűrő távolította el, a gömbi szóródás miatt csökkenő amplitúdók helyreállítását pedig csatorna menti logaritmikus erősítés segítségével végeztük. Fontos lépése volt a feldolgozásnak az egyes csatornák statikus korrekciója. Az adott környezetben a mérés vertikális felbontóképessége 10–20 cm. A bányaudvar felszínének egyenetlensége ezt a mértéket lényegesen meghaladta, ami azzal a veszéllyel járt, hogy korrekció nélkül a leképezett reflexiókban megjelenik a felszín topográfiája is. Ezért elengedhetetlen volt a mérések pontos szintezése, majd ennek statikus korrekcióként való alkalmazása. Ennek a feldolgozási lépésnek köszönhető, hogy egyes szelvények nem a 0 ns kétszeres futásidőnél kezdődnek, hanem az alatt: a mérési hálózat vonatkoztatási szintjét a legmagasabb ponthoz illesztettük.

Az adatok értelmezését a Landmark GeoGraphix SeisVision program felhasználásával végeztük. A radarszelvények tetején megjelenő nagyon erős, koherens, közel horizontális reflexióköteg nem geológiai eredetű, hanem a direkthullám okozta jel, a méréshez használt radar elektronikájának hatása. Az alábbiakban bemutatott szelvények mélységskáláját 0,12 m/ns konverziós sebességet használva számítottuk ki a kétszeres futásidőből. Ezzel a talajvízszint reflexiós képe a fúrási adatokéval egyező mélységűnek adódott. A szelvények megjelenítésekor igyekeztünk függőlegesen és vízszintesen is közel egyező méretskálát használni, annak érdekében, hogy a rétegek meredek dőlését valós szögűnek láttassuk.

Eredmények

Üledékes egységek GPR képe

A földradarszelvényeken három, egymástól markánsan eltérő egységet különítettünk el, a reflexiók amplitúdója, folytonossága (radarfáciese, vö. BRISTOW & JOL 2003) és dőlésiránya alapján. Ezeket éles határfelületek, ki- és lelapolódási felszínek választják el egymástól, melyek minden esetben megfeleltethetők voltak a közeli bányafalakon látható üledékes egységeknek és az azok közötti eróziós felületeknek (*4. ábra*). Az erős, nagy amplitúdójú reflexiók kitűnően leképezték az üledék rétegzettségét, főleg az 1. litofáciesben, a szemcseméret és a limonitos cementáció váltakozása miatt (vö. VAN DAM et al. 2002). A gyengébb osztályozottságú 2. fáciesű kavicsban, ahol az egyes rétegek fizikai tulajdonságai kevésbé eltérőek, gyengébb és kevésbé folytonos jelet kaptunk. A szelvények nagy részén meredek, különböző irányba dőlő reflexiók láthatók, melyek felett csupán néhány vízszintes reflexió figyelhető meg. A bánya déli részén, az alacsonyabb térszínen mért szelvényeken kb. 170 ns-nál megfigyelhető egy erős horizontális reflexió, mely alatt a ferde reflexiók folytatódnak (*4., 5. ábra*). A bányában mélyült fúrások adatai szerint ez a horizontális



4. ábra. A meredeken dél felé dőlő I. és a ráteleptilő vízszintes rétegzettségű III. egységek geometriáját tökéletesen adja vissza a radarszelvény. A GPR szelvény alsó részén az üledékes eredetű reflexiókat erős, folytonos, nagy amplitúdójú horizont szakítja meg, melyet a bányatalp alatt 1-1,5 m-rel elterülő talajvíztükör okoz

Figure 4. *Geometry of the southward dipping steep foresets (unit I) and the overlying horizontal beds (unit III) are imaged on the GPR section. At the lower part of the image a high amplitude, continuous horizontal reflection cuts the dipping ones of sedimentary origin. This horizon is interpreted as the groundwater table 1-1.5m below the bottom of the gravel pit*

reflexió a talajvízszint mélységében — a bányatalp alatt 1–1,5-m rel fut. A bánya északi oldalán magasabb térszínen történt a mérés, így a radarszelvények már nem jelenítik meg a talajvíztükröt.

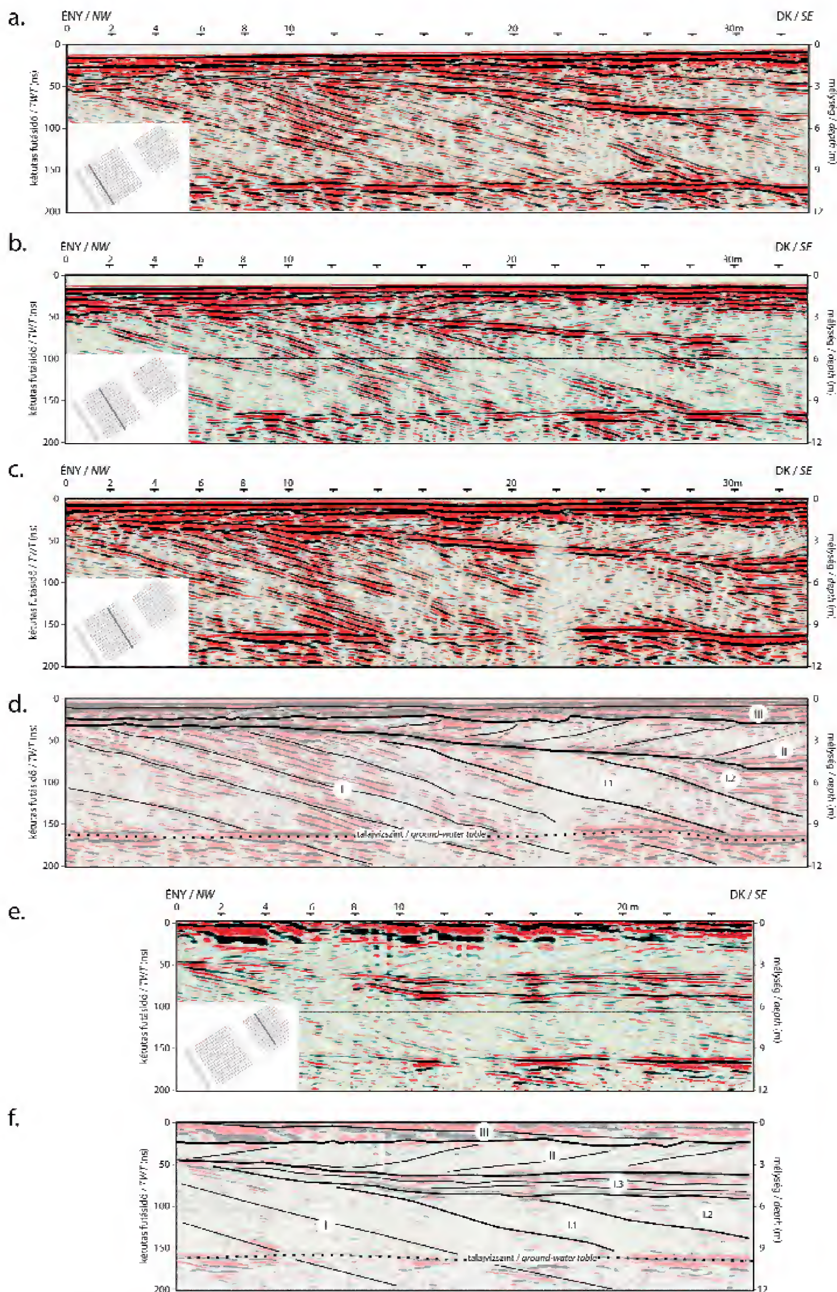
A radarszelvényeken a terepen megismert üledékes egységekhez hasonlóan vastag vonallal jelölt elsőrendű, és vékony vonallal jelölt másodrendű reflexiók, határfelületek figyelhetők meg. Elsőrendűnek azokat tekintettük, melyek eróziós csonkulás, kilapolódások és lelapolódások sora mentén jelölhető ki, s melyek ezzel jelentős dőlésirány vagy dőlésszög változást képeztek le. Másodrendűnek azokat a felszíneket tekintettük, melyeket körülbelül azonos dőlésű sorozaton belüli kisebb erózió és/vagy rálapolódás jelez. Ezek, nagy valószínűség szerint, az egymást követő rétegcsoportok kissé eltérő dőlésirányából adódnak. Elsőrendű felszínt találunk a vízszintes helyzetű reflexiók (III), valamint a látszólag ÉNy fele dőlő reflexiócsomag (II) talpán (*5. ábra*).

Az I. egységet alkotó reflexiók nagy része folytonos, amplitúdója közepes-nagy. A sorozat alsó elvégződését nem láthatjuk, mert a reflexiók a feltételezett talajvízszint alá futnak, és a mérés frekvenciáján 12 m-nél mélyebbről nem kaptunk értékelhető jelet. Ezért az I. egység vastagságáról — mellyel a deltakiépüléssel egyidős vízmélységet becsülhetjük —, továbbra is csak a bányafalban mért adat (legalább 13 m) áll rendelkezésünkre (SZTANÓ et al. 2010). Az I. reflexiókötegen belül, az erős reflexiókat követően elkülöníthetjük a gyenge amplitúdójú, kis folytonosságú I.1 radarfáciest, valamint az I.1-re laposabb szögben, rálapolódásokkal települő I.2-t. A mérési terület keleti részén megjelenik a kiugróan nagy amplitúdójú és lapos dőlésszögű I.3 egység is. Ennek belső szerkezete bár rétegzettséget sugall, inkább „lencsék" jelenlétére utal. A II. egység folytonos, közepes-gyenge reflexiói lelapolódók. Hossz-szelvényen (*5. ábra*) az I. reflexióval ellentétes irányban ÉNy felé dőlnek, míg a keresztszelvényeken (*6. ábra*) DNy illetve ÉK felé szintén lelapolódó lapos dombszerű formát mutatnak. A mérési háló délnyugati szélén látható egy kisebb (II.1), melyet befed egy nagyobb, legalább 30 m széles „domb" (II.2) nyugati szárnya. A II. egység északnyugat felé kiékelődik, míg délkelet felé haladva eléri a 3 m-es vastagságot. A szelvények déli részén a II.-ra, északi részén az I.-re következik egy nagy amplitúdójú, kitűnő folytonosságú, vízszintes reflexiókból álló sorozat (III.), melynek vastagsága maximum 2 m.

Dőlések

A gyakorlatilag háromdimenziós szelvényháló nyújtotta lehetőséggel élve kitérképeztük az I. és II. sorozatba tartozó reflexiók, valamint az első és másodrendű határfelületek dőlését, mélységét és alakját (*7. ábra*). Ezt összehasonlítottuk a legközelebbi bányafalakon, az elmúlt évek sorozatos terepbejárásai és szelvényezései során kompasszal mért rétegdőlésekkel (*8. ábra*). Az I. sorozat reflexiói 135/25° dőlésű, csapásirányban 80 méteren át térképezhető, meglehetősen sík (*7. ábra, a* és *g*), egymással párhuzamos felületekről származnak, melyek vastagságtartóan követik egymást délkelet felé. Az I.2 egységben azonban, ahogy az a rálapolódásból is sejthető volt (*5. ábra, d*), a dőlésirány kissé keletiesebbre fordul (*7. ábra, b*). Az I.3 egység, amely csak a vizsgált terület keleti részén térképezhető a II. egység talpa alatt, szintén KDK-i dőlésű (*7. ábra, c*), ám dőlésszöge csupán kb. 10°.

A II. sorozat talpa az I.-ével közel egyező irányban, ám sokkal kisebb szögben dől és topográfiáját tekintve egyenetlen lefutású (*7. ábra, d*). A II. sorozatban több kicsi, csapásirányban 20–30 m széles, karéjos alakú felszín

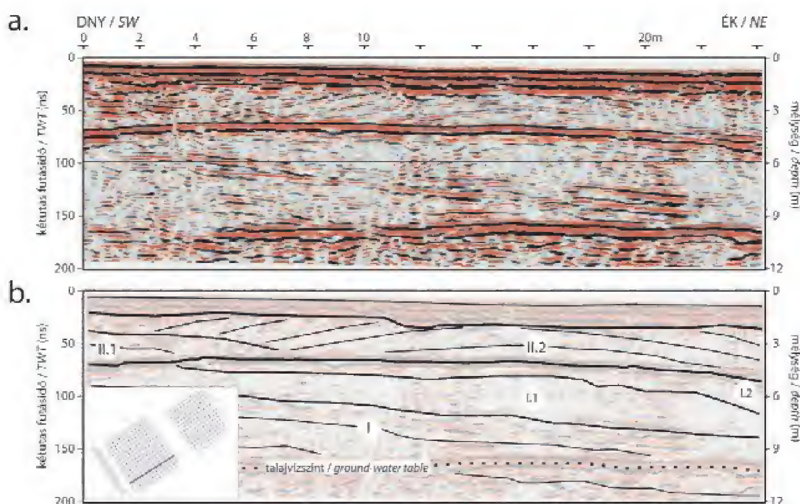


5. ábra. A delta progradációjával párhuzamos földradarszelvények (a, b, c és e), valamint az utóbbi kettő értelmezése (d és f)

Meredek, déli dőlésű reflexióként (I.) jelentkeznek a delta homlokrétegei. Eróziósan, lapos szögben lenyesett felszínük erős reflexió, melyre északias dőléssel, lelapolódásokkal következik a II. sorozat. Mindkettőt fedi a vízszintes reflexiókból álló III. sorozat. Kisebb szállítási irány eltérés feltételezhető I.1 és I.2 dőléskülönbsége alapján, míg I.3 közel vízszintes, nagy amplitúdójú reflexiói alapján különül el. A c. szelvényen kb. 22 m-nél megfigyelhető gyenge jelerősségű függőleges sávot egy a szelvény közelében futó üledékes telér okozhatta (l. 9. ábra, e)

Figure 5. *GPR profiles parallel to direction of progradation (a, b, c and d) and their interpretation (e and f)*

Southward dipping steep reflections are inferred as deltaic foresets. These are erosionally truncated by a high amplitude, high continuity surface, which is overlain by downlapping reflections of unit II. Both are overlain by flat reflections of unit III. Minor deviation in palaeotransport directions can be supposed from varying dip of subunit I1 and I2. Subunit I3 is distinguished as high amplitude low angle horizons. Weak, almost "empty" vertical zone at 22 m on section c, may have been generated by a sand-filled sedimentary dyke nearby (see also Figure 9e)



6. ábra. A I. és II. épüléséhez képest is közel csapásirányú radarszelvény (a) és értelmezése (b)

I. dőlése nem változik számottevően, míg a II. egység két egymásra lapolódó, lapos, dombszerű alegységből áll, II.2 szélessége kb. 30 m-re becsülhető

Figure 6. *Strike-directed GPR profile (a) with respect to direction of progradation and its interpretation (b)*

Dip of unit I is uniformly low, in contrary unit II is constructed of two downlapping lobes. The width of subunit II2 can be estimated as 30 m

térképezhető, melyek ÉNy–É–ÉK-i dőlésűek (*7. ábra, e*). A közeli bányafalakon csupán az íves formák KÉK-i (73/20°) dőlését tudtuk kimérni (*8. ábra*).

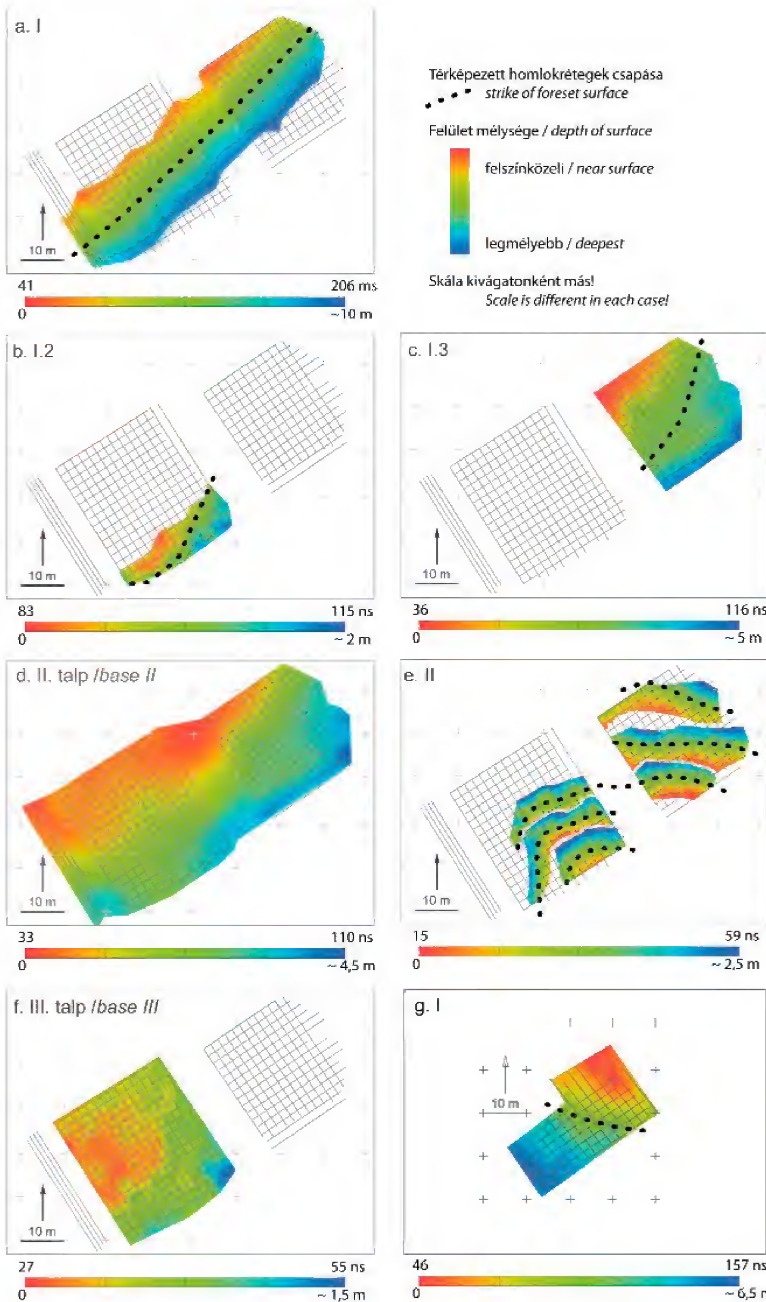
A III. egységet a hossz-, és keresztszelvényeken egyaránt horizontálisan megjelenő reflexiók alkotják. Ezek erős, nagy amplitúdójú, folytonos reflexiók, melyek általában a szelvények teljes hosszán követhetők. Kivételesen az ÉNy–DK irányú szelvények délkeleti részén rálapolódások láthatók, összhangban a III. talpfelület néhány fokos délkeleti dőlésével és a III. egység ugyanilyen irányú vastagodásával.

Értelmezés

Az I. egység a Gilbert-delta meredeken dőlő homlokrétegeinek leképezése (*4., 9. ábra*), melyek a bánya déli részén DK, az északnyugati, nyugati részén pedig D felé épültek. A deltalejtőn váltakozva jó osztályozottságú „tiszta” kavics (1. litofácies), és kevésbé osztályozott, valószínűleg eredendően is homoktartalmú, vagy a lejtőn további gravitációs áthalmozódással kevert szemcseméretű anyag ülepedett (2. litofácies) (*9. ábra, a*). Feltehetőleg a nagyobb amplitúdójú, folytonos reflexiókép jól rétegzett, limonitos szemcsevázú kavicsból, míg a gyengébb, kevéssé folytonos, kissé kaotikus kép a nagyobb vastagságú, rosszul osztályozott, gyakran homokos kavicsból származik. Ilyen — tehát az I.1-hez hasonló képet adó — szürke homokos kavicsréteg a méréshez közeli bányafalon is látható volt. A reflexiók dőlésszögében megfigyelhető kis változások (I.2) a feltárásban is észlelhetők voltak (*9. ábra, b*). Ennek magyarázata, hogy a delta torkolatánál éppen aktív medrek kis mértékben állandóan változtathatták helyzetüket, így a lejtőn kissé változó irányú és vastagságú, egymásra lapolódó lebenyeket kell elképzelnünk az ülepedés elemi egységeként.

Ugyancsak a GPR13 blokkok közvetlen közelében láthattuk a II. egységnek megfelelő üledéket (*9. ábra, c* és *d*). Terepi észlelésekkor a kis méretű, 20–30 m átmérőjű, egymást követő karéjos lebenyeknek főképp ÉK felé dőlő szárnyát tárta fel a bányafal. Az É–ÉK-i progradációs iránya ellenére a II. sorozat DK felé, alsó határfelületének lejtésirányával egyezően vastagszik. Legalábbis, míg térképezni tudtuk. Ez arra utal, hogy egy a delta oldalán létrejött mélyedést töltött ki, mégpedig úgy, hogy rétegei nem a fekü topográfia lejtésének irányába, hanem azzal teljesen ellentétesen épültek ki. Tehát a mélyedésnek szükségképp kellett legyen déli elvégződése, vagy az ÉK re épülő rétegeket „megtámasztó” fala, melyet még sem a bányaművelés, sem a GPR mérések nem értek el. A mélyedés kialakulására utalhat az is, amit kb. 30 méter hosszan a mélyedés közvetlen feküjében tapasztaltunk. A II. egység talpa alatt egy kb. 30–50 cm széles sávban (*9. ábra, d*) a fekü (I. egység) kavicsos rétegei vízkiszökést szenvedtek, nagyméretű konvolúció és üledékkeveredés figyelhető meg. Így létrejött az I. anyagából álló, de II. talpával azonos településű réteg, mely valószínűleg a radarszelvényeken a I.3 egység formájában jelenik meg. A nagyobb felületet érintő hirtelen víztelenedés oka leginkább vagy a tó drasztikus vízszintesésével, vagy az üledék pl. csuszamláshoz kötődő rázkódásával magyarázható. Mindkettő okozhatta az eróziós mélyedés kialakulását.

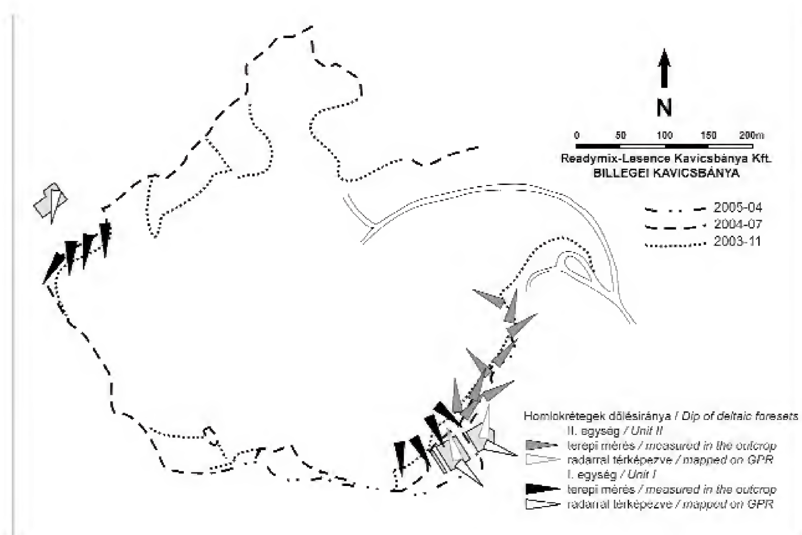
A billegei bánya déli fala mentén sorozatos észleléseink során nagyon sok, változatos méretű, 0,5–3 m átmérőjű, környezetétől eltérő kitöltésű üledékes telért találtunk (*9. ábra, e*). A telérek metszik az II. és az I. egység limonitos



7. ábra. Az I. egység idő-mélység térképről a bánya déli részén (a), valamint északi részén (g) leolvasható dőlésirány DK és D, a felület csapása egyenes
Az I.2 dőlését mutató felszín (b) néhány fokkal eltérő irányba dől és inkább íves lefutású, mint sík. Az I.3 egységre (c) szintén KDK-i dőlésirány, de jóval kisebb dőlésszög jellemző. A II. sorozat talpát jelentő eróziós felszín (d) dőlésiránya szintén DK-i, de dőlése néhány fokos csupán. A II. sorozaton belüli reflexiók dőlésének (e) csapásvonalai 20–30 m széles, északi dőlésű, ívelt felületeket rajzolnak ki. A III. sorozat talpát jelentő felszín (f) dőlése kisebb 3°-nál, iránya D-DK-i

Figure 7. *Time-depth map of selected horizons in unit I from the southern (a) and from the northern part of the quarry respectively (g) display dip directions to SE and S, with fairly straight strike*
(b) Dip in subunit I2 deviates from the main trend with a few degrees and also has a slightly curved strike. (c) Subunit I3 also dips to ESE, but its dip angle is very low. (d) The base of unit II is parallel to the underlying I3 or truncates with low angle into other parts of unit I. Within unit II (e) strike of reflexions revail strongly curved, 20–30 m wide surfaces, with a steep northward dip. Base of unit III (f) is very flat (dip angle is less then 3°), but a S-SE-ward direction is still mapable

kavicsát, kitöltésük java részben a III. egység fehér, kavicsos aprószemcsés anyagára hasonlít. Némelyik falával párhuzamosan kisebb vetőket, vagy feltolódásokat láttunk, de ez nem általános. Néhány esetben megfigyelhető volt, hogy a III. egység valóban fedi a teléreket, tehát azok az üledékképződéssel valószínűleg egykorúak. Sajnos egyetlen radarszelvény sem harántolt ilyen telért, viszont az *5. ábra c* szelvényén látható gyenge jelerősségű vertikális sáv magyarázható egy a radarjelet elnyelő, tapasztalatunk alapján homok anyagú közeli test hatásával. Az üledékes telérek keletkezésével kapcsolatosan több ötlet merült fel: vak vetőkhöz kapcsolt depressziós tölcsérek, óriási vízki-



8. ábra. A bánya térképén feltüntettük a terepi rétegdőlés mérésekből származó és a radarszelvényekből kitérképezhető, ezzel kitűnő egyezést mutató szállítási irányokat, mind a fő, délre épülő deltalebeny (I. egység, vö. *7. ábra, a* és *g*), mind az anomálisan északkelet felé épülő, kisebb vastagságú lebeny (II. egység) esetében (vö. 7. ábra, e)

A lebenyépülés irányát mutató dőlések (szürke nyilak) szerint a II. egység lebenyei először észak felé vándoroltak, majd később fordultak északkelet felé

Figure 8. *Palaeotransport directions are shown by simple field measurements of dip, as well as by mapped dip directions of reflections on GPR profiles. The two different methods resulted in good correspondance of data both in case of Unit I and II (cf. Figures , a, g and e)*

From the dip directions (grey arrows) it also can be read that lobes in unit II were migrating first towards N and turned to NE only somewhat later

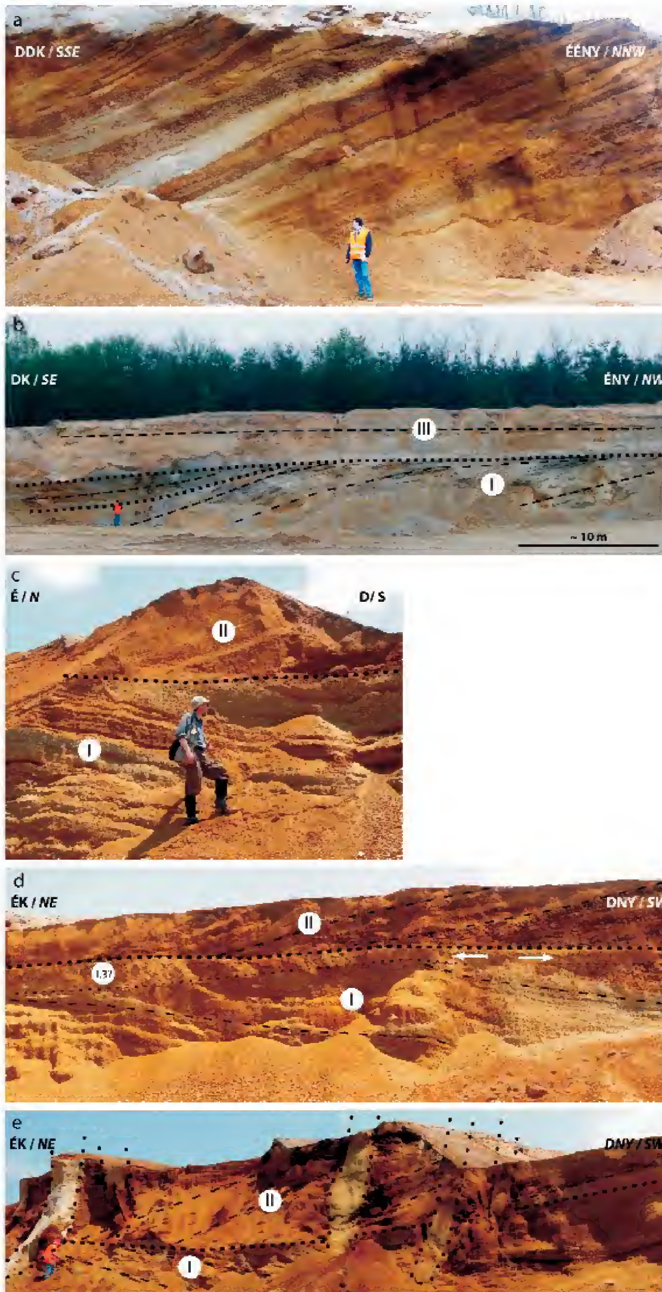
szökési kürtők, esetleg a karbonátos aljzat víznyelőivel vagy forrásaival kapcsolatos tölcsérek, de egyenlőre egyik változatra sem találtunk elfogadható bizonyítékot.

Diszkusszió

A delta fő tömegét az alsó, I. egységnek megfelelő kőzettest alkotja, amely DNy–DDK-i irányba épült és legalább 500 m széles volt (a billegei bánya csapásirányban ennyit tár fel belőle, ám ha a szomszédos bányákat is figyelembe vesszük akár 2 km széles frontja is lehetett). Ezen belül az egyes szelvényeken kisebb rálapolódással járó dőlésszögváltozások figyelhetők meg, melyeket kitérképezve megállapíthatjuk, hogy az egységesen haladó deltalejtőt több forrásból, torkolatból táplálkozó, egymással néha átfedő réteg, illetve időnként gyorsabban épülő lebeny alkotta. A delta épülése során rendelkezésre álló kitölthető tér nem egyformán töltődött fel. A behordás helyi ütemétől függően, ahol a gyors feltöltődésnek köszönhetően a deltasíkság „előreszaladt", ott a lejtő és a síkság között éles szögkülönbséggel jelzett eróziós felszín alakult ki. Ahol a torkolatok kissé „hátramaradtak", például a delta oldalsó vidékén, ott inkább fokozatos hajlattal, sekély vízborítással, felfelé is épülő síkság alakult ki. Az ilyen hátramaradó öblökben különösen nagy valószínűséggel jelennek meg kisebb lebenyek, melyek azonban a fő szállítási iránytól jelentősen nem különbözően épülhettek tovább.

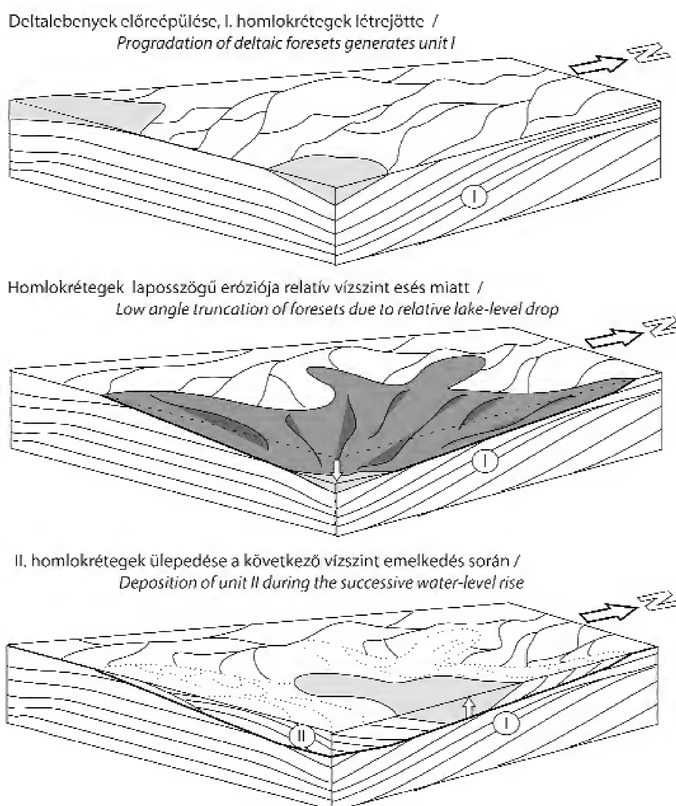
A II. egység homlokrétegei azonban — mind földradar mérések szerint, mind a feltárásban mérhető dőlésértékek alapján — a fő szállítási iránnyal 90–150°(!)-t bezáróan, É–ÉK-re dőlnek. A lebenyek kis vastagságából és csekély oldalirányú kiterjedéséből következik, hogy csupán néhány méteres vízmélységben, több kishozamú torkolatból épülhettek (*10. ábra*). Az, hogy létezhetett a II. egységnek ezekkel a testekkel ellentétesen, azaz a fő épüléssel közel egyező irányban épülő fele is, azt a billegei bánya északi részén észlelt (vö. SZTANÓ et al. 2010, *9. ábra c*) dőlésekre alapozhatjuk. Azt azonban, hogy a vizsgált „anomális" dőlésirányú és a rétegtanilag hasonló helyzetben levő, ám jelentősen nem különböző dőlésirányú rétegek egy testet alkottak-e, kialakulásuk egyetlen nagyobb mélyedés létrejöttéhez köthető-e, nem bizonyítható. Mindenesetre a GPR mérések területén a II. egység észak fele kiékelődni látszik (*5. ábra*).

A II. egység keletkezését megelőzően kellett képződnie annak a lapos szögben dél felé dőlő, kissé egyenetlen eróziós felszínnek, amely az egység talpát alkotja (*7. ábra, d*). Ez vagy relatív vízszintesés következtében alakulhatott ki, vagy a feltárásban észlelt méretű csuszamlásoknál jóval nagyobb, több száz méter széles csuszamlás, esetleg egy mélyebben fekvő vakvető menti lezökkenés révén. Vetős



9. ábra. (a) A billegei bánya nyugati falán hosszan követhetők a Gilbert-delta D felé meredeken dőlő, erősen limonitos kavics, szürke homokos kavics és fehér homok váltakozásából álló, párhuzamos homlokrétegei. A homlokrétegek anyagi változatossága okozza a radarképeken a változó amplitúdójú reflexiókat. (b) A bánya délnyugati csücskében megfigyelhető az I. egység dőlésszögváltozása, hasonlóan a GPR szelvényeken látható I.2 egységekhez. (c) A déli mintaterülethez közel álló bányafalakon azonosítható a délkeleti dőlésű I. és az északi dőlésű II. egység, a közöttük húzódó éles eróziós felülettel. (d) Valószínűleg a II. egység talpi eróziós felületének létrejöttével közel egy időben az I. egység felső részén (nyíl) víztelenedéssel kevert szemcseösszetételű réteg jött létre, melyet az I.3 egységgel párhuzamosítunk. (e) Fehér kavicsos homokkal kitöltött üledékes telérek metszik a II. és I. rétegeit is. Feltehetőleg ilyen szerkezet szelvényhez közeli helyzete okozta az 5. ábra c részén 22 m-nél látható halvány sávot

Figure 9. *(a) Steep southward dipping parallel forsets of alternating brown limonitic gravel, grey sandy gravel and rarely white fine sand are seen on the western quarry wall. Variation in grain size and sorting in particular results in varying amplitude and continuity of reflection on the GPR profiles. (b) Variation in dip angle in unit I is the result of diverging dip direction of different depositional units at the SW corner of the quarry, providing an analogue to unit I2 on Figure 5, c. Near to GPR block 13 at the southern part of the quarry both SE dipping unit I and northward dipping unit II can be identified, as well as the sharp erosional surface between them. (d) Dewatering homogenized sandy gravel (arrowed) at the eroded top of unit I, just below unit II. It most likely occurred in connection with the formation of the erosional surface. Unit I3 is interpreted as the equivalent of this bed. (e) Sedimentary dykes commonly filled by white pebbly sand cuts into beds of unit II and I. The near section occurrence of a dyke may result in weakening of signals in a vertical zone on Figure 5, c at 22 m*



10. ábra. Az építőegységek kialakulásának elvi modelje (lépték nélkül)

Figure 10. *Simple model for the generation of the main architectural elements (not to scale)*

peremeket elfedő Gilbert-típusú deltáknál gyakori, hogy a delta alatt elhelyezkedő vető kiújulásával az azt fedő rétegek, így a delta egy része lezökkenhetett (vö. COLELLA et al. 1987, DABRIO 1990, GAWTHORPE & COLELLA 1990, VAN DER STRAATEN 1990, ULICNY 2001). Ez alakíthatta volna ki azt a mélyedést, amely a kitöltést befogadta. Azonban a fent felsorolt példák esetén egy ilyen lezökkenés mindig a torkolat hátralépésével és így egy-egy újabb, a lezökkent blokkon egymás felett előreépülő egység megjelenésével járt, anomális szállítási irány megjelenése nélkül. Ráadásul az üledékképződéssel egyidős szerkezeti elemeket csak keveset és kis elmozdulással járót láttunk a bányában. Csuszamlásos eredet esetén nehéz megmagyarázni, miért lapos és nagykiterjedésű a csúszósík maga. Továbbá víz alatt, a progradáció folytatódása közben, tehát ismét csak északról délre történt volna a visszatöltés. Lapos szögű visszatöltött rétegek helyett határozott kötegekbe rendeződött, meredek dőlésű lebenyeket látunk, melyek határozottan dél, délnyugat felől kerültek a mélyedésbe, így ezt a magyarázatot is elvethetjük. Legvalószínűbb tehát a vízszintesés okozta eróziós mélyedés kialakulása. A csupán néhány méteres amplitúdójú tószintesés minden bizonnyal a deltasíkság több részén is okozhatott bevágódást, eróziót. Ez magyarázhatná a földradar méréssel kitérképezett mélyedést és a bánya északi részén észleltet, akár összefüggtek, akár különbözőek voltak. Az erózióval nem érintett területeken, esetleg a mélyedések talpán is kereshetnénk szubaerikus kitettség bizonyítékait. Sem ezek kialakulásának, sem megőrződésének az uralkodóan kavicsos litológia nem kedvez. Továbbá a kitöltéshez vezető vízszintemelkedéssel járó víz alatti erózió is elmoshatta a szárazra kerülés nyomait. Valójában a bevágódásoktól és azok későbbi kitöltődésétől is a fő szállítási irányok átlagos követését várnánk, de egy-egy könnyebben erodálható terület kimélyülése, egy-egy korábbi folyóág csapdázódása ezen mélyedésekben, kis területeken meglepően változatos kitöltéseket és szállítási irányokat eredményezhetett (*10. ábra*).

Következtetések

A Kállai Formáció Tapolca környéki, főképp kavicsos kifejlődése az alaphegységre transzgresszíven települő Gilbert-típusú deltaként keletkezett (SZTANÓ et al. 2010).

A delta három klasszikus egységéből kettőt — a progradáló lejtőt alkotó homlokrétegeket és az aggradáló deltasíksági fedőrétegeket — azonosítottunk terepi észlelések és a földradarszelvények értelmezése során is. Az összletet a használt frekvencián a mérés síkjától — a fedőtől letakarított bánya felszínétől kb. 12 m mélységig, deciméteres felbontással leképeztük. Ahol ezen mélységintervallumban előfordult, ott a radarfelvételeken a talajvíztükör képe is megjelent. A meredeken dőlő kavics, homokos kavicsos rétegek reflexiós képe váltakozóan erős, nagy amplitúdójú és párhuzamos, ferde, néhol szigmoidális reflexiókötegekből áll. Tapasztalatunk szerint a jelerősség ugyan mutat összefüggést a kavics homoktartalmával, de mégis leginkább a váltakozó szemnagyságú rétegek geometriai viszonyaira, a dőlés változékonyságával meghatározott üledékes építőegységek elterjedésére és dőlésirányaira nyertünk adatokat.

A földradar mérésekkel kitérképeztük az építőegységek kiépülési irányát. Megállapítottuk, hogy a déli szállítási irányú homlokrétegek nagy kiterjedésű sík felületek. A nagyjából ellentétesen épülő kisebb egységek rétegei ezzel szemben néhányszor 10 méter széles, karélyos felületek. Leképeztük a két sorozat között húzódó kis dőlésű, egyenetlen eróziós felületet is.

Kísérleti mérésről lévén szó, a bánya területéhez mérten kicsi mérési blokkokban, viszonylag kis behatolással végeztük a vizsgálatokat, a nagyobb felbontás érdekében. Megállapítottuk, hogy a módszer ebben a földtani környezetben az adott probléma megoldására kiválóan alkalmas, de a részletes értelmezéshez ajánlatos a feltárásban tapasztalható szedimentológiai jelenségekkel való összehasonlítás is. A földradar mérésekkel, ha csak a fekü vagy a fő építőegységek geometriai viszonyainak leképezése a cél, az alkalmazottnál ritkább hálóban, nagyobb területre és mélységre kiterjedően is gyorsan, hatékonyan nyerhetünk képet, amennyiben a felszínközelben nincsenek a mikrohullámokat elnyelő anyagú rétegek.

Köszönetnyilvánítás

A földradar mérések kivitelezéséért és feldolgozásért TÓTH Tamást, HÁMORI Zoltánt (Geomega Kft, Budapest) és LEMPERGER Istvánt (MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, Sopron) illeti köszönet. Köszönjük továbbá ORBÁN Ferenc igazgató úrnak a bányaművelési adatokat, illetve, hogy engedélyezte sorozatos látogatásainkat a Readymix Kft. bányáiban. A tanulmány alapos és gyors lektorálásáért ROSTA Évának (MOL) és BABINSZKI Editnek (MÁFI) vagyunk hálásak. A Geographix értelmező programot a Landmark és az ELTE közötti „University Grant” keretszerződés révén használhattuk. Az anyagi forrást a T 037724 számú OTKA pályázat biztosította.

Irodalom — References

ANNAN, A. P. & DAVIS, J. L. 1989: Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. — *Geophysical Prospecting*, **37**, 531–551.

BABINSZKI E., SZTANÓ O. & MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai-öblében: a Kállai Homok nyomfosszíliái és szedimentológiai bélyegei. — *Földtani Közlöny* **133**, 363–382.

BENCE G. & BUDAI T. 1987: A Tapolcai-medence és a Balaton-felvidék partszegélyi szarmata képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1985,** 249–260.

BRISTOW C. S. & JOL H. M. 2003: GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. Ground Penetrating Radar in Sediments. — *Geological Society, London, Special Publications* **211,** 9–27.

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, 257 p.

COLELLA, A., DE BOER, P. L. & NIO, S. D. 1987: Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. — *Sedimentology* **34**, 721–736.

CSILLAG G. 2004: Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002,** 95–110.

CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrási adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 445–468.

DABRIO, C. J. 1990: Fan-delta facies associations in late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. — In: COLELLA, A. & PRIOR D. B. (eds): Coarse-grained Deltas. — *IAS Special Publication* **10,** 91–111.

FISHER, S. C., STEWART, R. R. & JOL, H. M. 1996: Ground penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques. — *J. Environ. Eng. Geophys.* **1,** 89–96.

GAWTHORPE, R. L. & COLELLA, A. 1990: Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. — In: COLELLA A. & PRIOR, D. B. (eds.): Coarse-grained Deltas. — *IAS Special Publication* **10,** 113–127.

JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **52,** 259 p.

JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 1984: Középső miocén. — In: HAAS J. (szerk.): Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geologica Hungarica series Geologica* **20,** 194–202.

JOL, H. M. & SMITH, D. G. 1992: Geometry and structure of delta sin large lakes: a ground penetrating radar overview. — *Geological Survey of Finland, Special Paper* **16,** 159–168.

LEMPERGER I. 2003: Párhuzamosan rögzített vízi szeizmikus és georadar szelvények együttes szoftveres kiértékelése. — Szakdolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék, 85 p.

LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton Tudományos Tanulányozásának Eredményei* I. **1,** 581 p.

LŐRENTHEY I. 1905: Érdekesebb kövületek előfordulása Tinnye és Budapest környékén. — *Földtani Közlöny* **35,** 189–190.

MAGYAR, I. 1988: Mollusc fauna and flora of the Pannonian quartz sandstone at Mindszentkálla, Hungary. — *Annales Universitas Scientiorum Budapestiensis Rolando Eötvös Sectio Geologica* **28,** 209–222.

MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147,** 151–167.

MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58,** 277–290.

NEAL, A. 2004: Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. — *Earth Science Reviews* **66,** 261–330.

PRINGLE, J. K., WESTERMANN, A. R., CLARK, J. D., GUEST, J. A., FERGUSON, R. J. & GARDINER, A. R. 2003: The use of vertical radar profiling (VRP) in GPR surveys of ancient sedimentary strata. — In: BRISTOW, C. S. & JOL, H. M. (eds): Ground Penetrating Radar in Sediments. — *Geological Society London, Special Publications* **211,** 225–246.

REGLI, C., HUGGENBERGER, P. & RAUBER, M. 2002: Interpretation of drill core and georadar data of coarse gravel deposits. — *Journal of Hidrology* **255,** 234–252.

SMITH, D. G. & JOL, H. M. 1995: Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. — *Journal of Applied Geophysics* **33,** 93–100.

SPIES, B. R. 1989: Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. — *Geophysics* **54**, 872–888.

SZTANÓ, O. 1995: Pannonian Gilbert-delta, Lesence. — In: TARI G.: Extensional collapse of the Alpine orogene and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the western Pannonian Basin. — *AAPG Field Trip Guide* **6.**

SZTANÓ O., MAGYARI Á. & TÓTH P. 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 167–182.

ULICNY, D. 2001: Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. — *Sedimentology* **48,** 599–628.

VAN DAM, R. L. & SCHLAGER, W. 2000: Identifying causes of ground penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses. — *Sedimentology* **47,** 435–449.

VAN DAM, R., SCHLAGER, W., DEKKERS, M. J. & HUISMAN, J. A. 2002: Iron oxides as a cause of GPR reflections. — *Geophysics* **67/2,** 536–545.

VAN DER STRAATEN, H. C. 1990: Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abarán, late Serravallian-early Tortonian, southeastern Spain. — In: COLELLA A. & PRIOR D. B. (eds): Coarse-grained Deltas. — *IAS Special Publication* **10,** 199–222.

Kézirat beérkezett: 2010. 06. 24.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/3, 251–262., Budapest, 2010

A Kárpát-medence legvastagabb és legteljesebb löszrétegsora: Az Udvari–2A fúrás szelvénye és kvarter rétegtani jelentősége

Koloszár László, Marsi István

Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

The thickest and the most complete loess sequence in the Carpathian Basin: the section of the borehole Udvari–2A and its significance in the Quaternary stratigraphy

Abstarct

The key borehole Udvari–2A is located in Hungary at the Tolna-Hegyhát (hills), in the central part of the Carpathian Basin. Its detailed description yielded valuable information on the stratigraphy and the post-Pannonian continental sedimentation regime of this territory. Stratigraphic data provided by the borehole facilitated the drawing up of a more precise picture on the post-Pannonian palaeoenvironment and evolution history of the area. The borehole cut a thick series of the post-Pannonian Tengelic Formation and the overlying, presumably complete sequence of the continental loess sediments. The magnetostratigraphic correlation indicates that the 97 m thick loess–palaeosol series (borehole Udvari–2A) is the thickest and most complete sequence that has been recorded in Hungary so far and the deposition of loess started approximately at 1.1 Ma. In this sequence each of the four sedimentary periods of the loess are represented by distinct sediments. Based on data from SE Transdanubia a theoretical stratigraphic column of the Paks Loess Formation is given, defining and characterising its litological units. Since the formation is widely known, it was possible to correlate the most complete sequence in SE Transdanubia with the Marine Isotope Stages (MIS), and this offers opportunities even for global correlation.

Keywords: lithostratigraphy, loess sequence, palaeoenvironment, Pannonian s.l., Pleistocene, Marine Isotope Stages, South-eastern Transdanubia

Összefoglalás

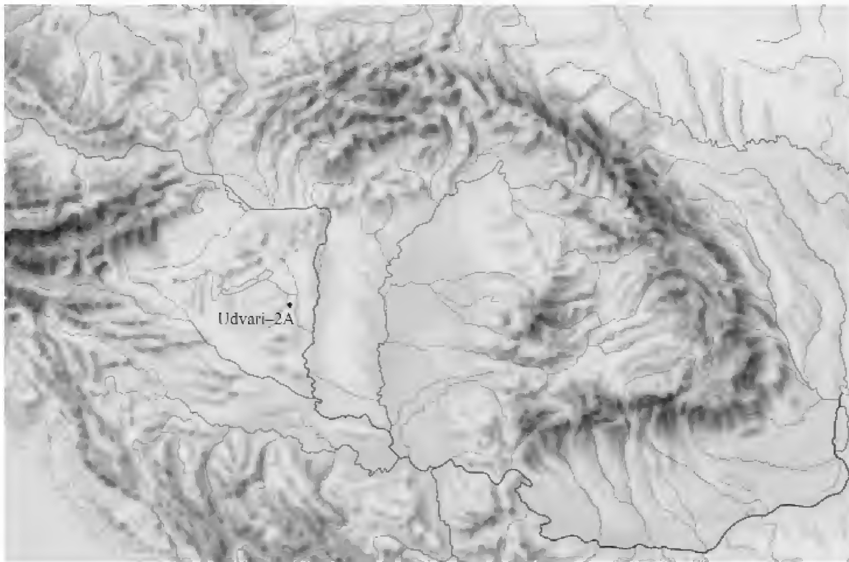
Az Udvari–2A alapfúrás a Kárpát-medence középső részén, a Tolnai-Hegyháton mélyült. Részletes feldolgozása alapvető rétegtani ismeretekkel szolgált a terület pannóniai utáni szárazföldi üledékképződéséről. A fúrás rétegtani adatainak felhasználásával pontosabban felvázolható a terület pannóniai utáni ősföldrajzi viszonyai és fejlődéstörténete. A fúrás nagy vastagságban harántolta a posztpannóniai Tengelici Formációt és ennek fedőjében a régió száraz térszíni löszösszletének teljesnek tekinthető rétegsorát. A magnetosztratigráfiai korreláció alapján az Udvari–2A fúrásban feltárt 97 m vastag löszszelvény az eddig ismert legvastagabb és legteljesebb hazai szelvény, amely szerint a löszképződés kezdete kb. 1.1 Ma-ra tehető. A löszösszleten belül mind a négy nagy képződési periódus üledékei elkülöníthetőek voltak. Elvi rétegoszlopot közlünk a Paksi Lösz Formáció kifejlődéséről a délkelet-dunántúli adatok alapján, definiálva és jellemezve litológiai egységeit. A formáció magas szintű ismeretessége lehetővé tette, hogy a délkelet-dunántúli legteljesebb kifejlődést korreláljuk a tengeri oxigénizotóp skálával, ami lehetőséget teremt a globális korrelációra is.

Tárgyszavak: litosztratigráfia, löszszelvény, őskörnyezet, pannóniai s.l. képződmények, pleisztocén, stabilizotóp-szelvényezés, DK-Dunántúl

Bevezetés

Az Udvari–2A fúrás (*1. ábra*) a kis és közepes radioaktivitású hulladékok felszíni elhelyezési lehetőségét vizsgáló projekt keretében mélyült, 1996-ban. A kutatás során elsődleges feladatnak tekintettük a terület negyedidőszaki rétegsorának megismerését és vízföldtani viszonyainak tisztázását, minthogy a hulladéktároló kialakítását eredetileg ezekben a képződményekben tervezték.

A kutatófúrás helyének kijelölése, az előzetes földani terepbejárás tapasztalatainak felhasználásával, egy löszplatóra történt. A fúrás tervezett talpmélysége 150 méter



1. ábra. Az Udvari-2A fúrás helyzete a Kárpát-medencében (ZENTAI 1993)

Figure 1. *Location of the borehole Udvari-2A in the Carpathian basin (*ZENTAI *1993)*

volt, feltételezve, hogy a 80–100 m vastag negyedidőszaki képződmények alatt még kb. 50 méter vastag felső-pannóniai rétegsor települ. A mélyítés során a fúrás mélységét növelni kellett, mivel a negyedidőszaki képződmények vastagabbnak bizonyultak. Ily módon a végleges talpmélység 170,36 méter lett.

A fúrás elérte a célját, csaknem 100 m vastagságban a löszrétegsort, alatta több mint 50 m vastagságban egy, az erről a területről eddig ismeretlen negyedidőszaki, szárazföldi tarkaagyagösszletet és a talpon 20 m vastagságban a fekü felső-pannóniai képződményeket harántolta.

A fúrás vázlatos rétegsora (*2. ábra*):

0,0–0,85 m *Holocén:* mezőségi típusú talaj; barna, löszön kialakult, A és B szintre tagolható, helyben képződött, kőzetliszt szemcsenagyságú.

0,85–97,0 m *Pleisztocén:* löszösszlet; négy jól elkülöníthető szakaszban a Paksi Lösz Formáció képződményei találhatók, paleotalajszintekkel tagolva.

97,0–150,3 m *Alsó-pleisztocén:* Tengelici Formáció: szárazföldi tarkaagyag; négy részre tagolható, túlnyomórészt vörösesbarna, helyenként fekete mangánfoltos, alsó részén jelentős mennyiségű finomszemű homokot tartalmazó üledéksor.

150,3–(170,4) m *Felső-miocén (felső-pannóniai):* Tihanyi Formáció: árapálysíksági üledék; alsó részén szürke, felső részén sárgásbarna, változó mértékben homokos kőzetliszt és homok.

Az Udvari–2A fúrást földtani alapfúrásnak tekintettük, s laboratóriumi vizsgálatait is ennek alapján terveztük meg. A mintákat a részletes földtani feldolgozás és fotódokumentálás után gyűjtöttük be (KOLOSZÁR 1997).

A fúrási anyagon szemcseösszetétel, karbonáttartalom meghatározás, mikromineralógiai vizsgálat, termikus és röntgen elemzés, kémiai összetétel és nyomelemtartalom vizsgálatok készültek. A minták laboratóriumi vizsgálata a Magyar Állami Földtani Intézetben történt (FÖLDVÁRI 1999, FÖLDVÁRI, KOVÁCS-PÁLFFY 2002).

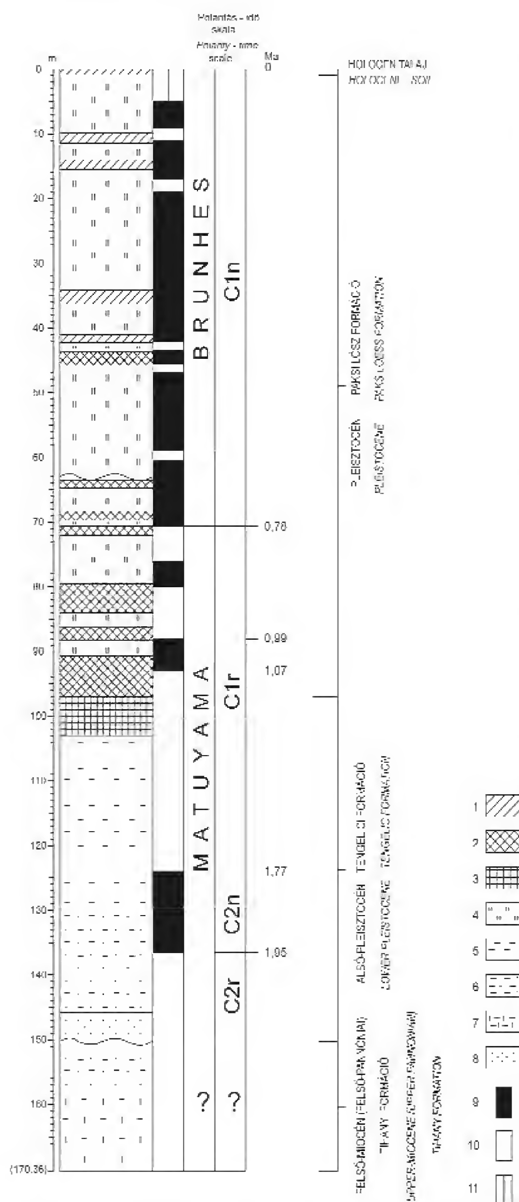
MÁRTON (ELTE Geofizikai Tanszék) utólag begyűjtött mintaanyagból elvégezte a fúrás paleomágneses vizsgálatát (MÁRTON 1998). A vizsgálatok eredményei, az Udvari–2A fúrás mágneses polaritás zónái a 2. ábrán láthatók.

A kiegészítő őslénytani mintagyűjtést SÜMEGI (Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék) végezte 2008-ban, a malakológiai kiértékelés jelenleg is folyik a Szegedi Tudományegyetemen.

A fúrásban harántolt képződmények

A fúrás teljes hosszában szárazföldi, illetve „beltengeri” üledékes kőzeteket harántolt. A fúrás rétegsorának időrétegtani tagolásánál a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott skálát vettük figyelembe, mely alapján a fúrásban harántolt Tihanyi Formáció késő-miocén korú.

A negyedidőszaki képződmények kronosztratigráfiai besorolásában is a Magyar Rétegtani Bizottság és a Magyar Állami Földtani Intézet által kiadott rétegtani irányelveket alkalmaztuk, ennek alapján a negyedidőszak alsó határa 2,4



2. ábra. Az Udvari-2A fúrás rétegsora, mágneses polaritás zónái és párhuzamosítása a polaritás-idő skálával, MÁRTON (1998) nyomán. Polaritási-idő skála BERGGREN et al. (1995) alapján

1 – a „Fiatal löszsorozat" paleotalaj-horizontjai, 2 – az „Idős löszsorozat" paleotalaj-horizontjai, 3 – a Tengelici Formáció paleotalaj-horizontja, 4 – lösz, 5 – agyag, 6 – homokos agyag, 7 – kőzetlisztes agyag, 8 – homok, 9 – normál polaritás, 10 – fordított polaritás, 11 – nem történt mintázás

Figure 2. *Lithology and magnetic polarity zones of the Udvari-2A borehole and the correlation with the polarity-time scale based on MÁRTON (1988). Polarity-time scale is from BERGGREN et al. (1995)*

1 – palaeosol horizons of the "Young loess series", 2 – palaeosol horizons of the "Old loess series", 3 – palaeosol horizon of the Tengelic Formation, 4 – loess, 5 – clay, 6 – sandy clay, 7 – silty clay, 8 – sand, 9 – normal polarity, 10 – reversed polarity, 11 – no samples

Ma (CSÁSZÁR 1997). A Paksi Lösz Formáción belül a Magyar Rétegtani Bizottság által nem véglegesített rétegtani egységek idézőjelben szerepelnek. A térség löszképződményeinek jelen publikációban adott, ill. attól eltérő felfogásban közölt rétegtani egységei közötti kapcsolatot BALLA, GYALOG (2009) 12. táblázata adja. Az alsó- és középső-pleisztocén közötti határt a Brunhes–Matuyama paleomágneses kronok közti határ alapján 0,78 Ma korúnak tekintjük (BERGGREN et al. 1995). A paleomágneses mérések polaritási zónáit is a BERGGREN et al. (1995) polaritási–idő skálával azonosítottuk be (2. ábra).

Felső-miocén–(felső-pannóniai), Tihanyi Formáció

A fúrás 150,3 métertől a talpig, 170,36 méterig harántolt felső-pannóniai üledékeket (2. ábra). A beltengeri összlet felső határát ott húztuk meg, ahol a rétegsorban lefelé haladva először jelentkezett az erre az üledékképződési környezetre jellemző szedimentációs bélyeg, a finom rétegzettség.

A pannóniai üledéksort finomszemű törmelékes kőzettípusok alkotják. Az alsó 13 méteren viszonylag homogén, középszürke színű kőzetliszt, agyagos, meszes kőzetliszt települ. A felső 7 méteres szakasz színe világosbarnára változik, amelyek a diszperz limonittartalom eredményeként gyengén vörösesre fesődnek, miközben durvább, valamint finomabb szemű kőzetlaminitek váltakoznak. Ez a felső szakasz jól rétegzett, a rétegzettség többnyire párhuzamos, de hullámfodros felület és keresztrétegzés is előfordul.

Ezeken kívül a fúrás legalsó 4 méteres részén lencsés rétegzés, iszaprogyási nyomok és feltépett anyagból származó kavics metszetei is látszanak. Az első ősmaradvány-tartalmú szint is ezen az alsó szakaszon található: 169,30 méternél lumasella-szerűen összemosott kagylóhéj-töredékek voltak. A fosszíliák közül csak a *Congeria rhomboidea* volt meghatározható. Az egész felső-pannóniai üledéksort agyagmárga kötőanyag gyengén cementálja. A felső-pannóniai képződmények közel vízszintes településűek.

Alsó-pleisztocén, Tengelici Formáció

A fúrás 97,0 m és 150,3 m között harántolta a szárazföldi törmelékes összetételű Tengelici Formáció képződményeit (*2. ábra*). A rétegsornak ez a szakasza a kőzettani bélyegek alapján négy részre osztható:

1. 145,8–150,3 méter között jól osztályozott, rosszul kerekített, erősen csillámos finomszemű homok, kőzetlisztes finomszemű homok, a pleisztocén bázisrétege települ. Ez a szakasz teljesen rétegzetlen és a szárazföldi rétegsoron belül a leghomogénebbnek tűnik, a rétegek kijelölésénél is csak a szín volt az elkülönítő bélyeg. Ez felfelé haladva világosbarnától-szürkésbarnán át a vörösesbarnáig változik. A vörös, illetve barna sávozottságot,

foltosságot a diszperz limonit- és mangánoxid-tartalom feldúsulása okozza.

Ez a finomszemű homokhorizont rosszul kötött és cementálatlan, a felső-miocénben történt leülepedését követően a pleisztocén szárazföldi periódusban áthalmozódott, a karotázsszelvény tanúsága szerint egy felfelé finomodó folyóvízi félciklus.

2. 130,1–145,8 méter között a felfelé finomodó szemcsenagyságú törmelékes rétegsornak egy köztes, átmeneti szakasza található, ahol a finomhomok frakció még számottevően jelen van az agyag- és a kőzetliszt-tartalom mellett. A felső határát is ott lehet kijelölni, ahol az utolsó keverten finomhomokos réteget találjuk. Az egész összlet rétegzetlen, tömeges, a kijelölt réteghatárok fokozatosak és folyamatosak. Nemcsak a kőzettani összetétel, hanem a szín is igen változatos képet mutat. Alapvetően világosbarna, sárgásbarna, vörösesbarna, sötétbarna-fekete sávokkal, foltokkal. A sötétbarna foltosságot a mangándúsulás okozza, mely diszperz módon az egész szakaszon megtalálható, de egyes szintekben feldúsul. Szórtan gömb alakú, 1–5 mm-es, fekete mangánpizoidokat is tartalmaz. A mangánoxid kicsapódása néhol rétegszerű, ezek a legsötétebbre festődött szintek. Az egész szakasz erősen kötött, jól cementált, kiszáradva leveles elválású.

3. 103,0–130,1 méter között kőzettanilag viszonylag homogén tarkaagyagos rétegsor települ. A szakasz gyakorlatilag rétegzetlennek tekinthető, a rétegkijelölések itt a színváltozásokhoz köthetők. Az összlet színe a világosbarnától a vörösesbarnán át a sötétbarnáig változik. A sötétbarna-fekete, valamint a piszkosfehér foltosság végig jellemző. Az utóbbi a mállott, elmosódó körvonalú, szórt elhelyezkedésű mészkonkréciók eredménye. A sötétbarna színezettséget a diszperz mangántartalom helyenkénti, akár rétegszerű feldúsulása okozza. Az összlet nedvesen viszonylag erősen kötött, kiszáradva fellevelesedik, rögösen szétesik.

4. 97,0–103,0 méter között a szárazföldi törmelékes sorozat zárótagja települ. Ez a szint mediterrán típusú fosszilis talajhorizontnak tekinthető, melynek alsó, félméteres szakaszán a mészfelhalmozódási szint is kialakult. A kőzet vörösesbarna színű, szürke-zöldesszürke foltos, anyaga csillámmentes agyag, szórt elhelyezkedésű mészkonkréciókkal. A mészfelhalmozódási szint világosbarna, fehér foltos, ezen a szakaszon a mállott, gyengén összecementált mészkonkréciók dominálnak.

Pleisztocén, Paksi Lösz Formáció

A rétegsor 0,85 és 97,0 méter közötti szakaszán a Paksi Lösz Formáció tanulmányozható (*2. ábra*).

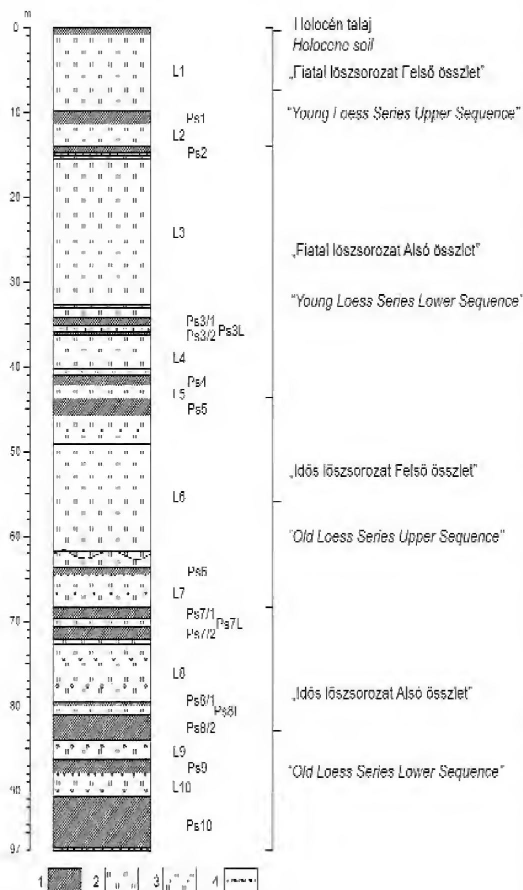
A DK-Dunántúlon mintegy 60 igen részletesen feldolgozott fúrás és sok feltárás adata alapján elkészítettük a térség löszösszleteinek elvi rétegoszlopát (*3. ábra*, KOLOSZÁR et al. 2000).

3. ábra. A Paksi Lösz Formáció litosztratigráfiai felosztása a DK-Dunántúlon
Horizontok: Paleotalaj-horizontok: Ps1-Ps11, Löszhorizontok: L1-L12. Alhorizontok: Paleotalaj-alhorizontok: Ps1/1-7/2, Löszalhorizontok: Ps1L-Ps7L. BT: „Bagi tefra"

Figure 3. *Lithostratigraphic subdivision of the Paks Loess Formation in the region of the South-eastern Transdanubia*
Horizons: Palaeosol horizons: Ps1-Ps11, Loess horizons: L1-L12. Subhorizons. Paleosol subhorizons: Ps1/1-Ps7/2, Loess subhorizons: Ps1L-Ps7L. BT: "Bag tefra"

A rétegoszlop litológiai egységeit formációtól alhorizont szintig dolgoztuk ki. PÉCSI (1995) nyomán a formációt „Idős" és „Fiatal löszsorozatra" tagoltuk, a sorozatokat tovább bontva „Alsó-" és „Felső összletre". A paleotalaj-horizontokat (paleotalaj komplexumok) és a löszhorizontokat sorszámokkal jelöltük. Az ábrán feltüntetett koradatokat a paleomágneses vizsgálatok eredményei szolgáltatták (MÁRTON 1998). Az ábra elkészítésében figyelembe vettük a Délkelet-Dunántúl legfontosabb negyedidőszaki szelvényeinek magnetosztratigráfiai korrelációját is (KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

A lösz- és a paleotalaj-horizontok összletekbe sorolásánál a paleotalajokat és az alapkőzetüket alkotó löszhorizontokat egy összletbe tartozónak tekintettük, így az összletek kezdő szintje egy-egy lösz-, záró tagja egy paleotalaj-horizont.



4. ábra. Az Udvari-2A fúrás lösz szelvénye

1 – recens talaj, paleotalaj, 2 – lösz, 3 – lösz mészkonkréciós horizonttal, 4 – mészkonkréciós horizont, Ps1-Ps10: Paleotalaj-horizontok, L1-L10: Löszhorizontok, Ps3/1-8/2: Paleotalaj-alhorizontok, Ps3L-Ps8L: Löszalhorizontok

Figure 4. *The loess profile of the borehole Udvari-2A*

1 – recent soil, palaeosols, 2 – loess, 3 – loess with horizons of calcareous concretions, 4 – horizons of calcareous concretions, Ps1-Ps10: Palaeosol horizons, L1-L10: Loess horizons, Ps3/1-Ps8/2: Palaeosol subhorizons, Ps3L-Ps8L: Loess subhorizons

A paleotalajok fő típusai összletenként váltakoznak, az „Idős löszsorozatban" alul mediterrán vörös talajok, felül barna erdőtalajok települnek, a „Fiatal löszsorozat" „Alsó összletét" erdőssztyepp-, a „Felsőt" csernozjom jellegű paleotalajok tagolják (3. ábra).

Az Udvari–2A fúrásban a 97 m vastag löszösszletet fosszilis talajszintek tagolják, összesen 13 db fosszilis talajhorizontot és alhorizontot lehetett a fúrásban elkülöníteni (*4. ábra*). Az Udvari–2A fúrás löszszelvényét négy szakaszra bontottuk.

Alsó–középső-pleisztocén: „Idős löszsorozat Alsó összlet"

68,3–97,0 méter között az „Idős löszsorozat Alsó összlete" települ (*4. ábra*). Az összlettel korrelálható rétegsorban négy fosszilis, mediterrán típusú talajszintet lehetett elkülöníteni, melyek közül a két alsó alatt 0,2–0,4 m vastagságban a mészfelhalmozódási, cementációs szint is kialakult. A sorozat bázisán kifejlődött négy vastag fosszilis talajszint az elvi rétegoszlop Ps10–Ps7 paleotalaj horizontjaival korrelálható (*3. ábra*).

Az udvari fúrásban az első, közvetlenül a Tengelici Formációra települő fosszilis talaj (Ps10) a legkifejlettebb. Ez kereken 6 méter vastag, szórtan mangánpizoidos, élénkvörös, kőzetlisztes agyag. Alatta 0,3 méter vastagságban megtalálható mészfelhalmozódási szintje is, mely közvetlenül a tarkaagyag-összletre települ. Ennek a fosszilis talajnak a kora (*2. ábra*) kb. 1,1 Ma a magnetosztratigráfiai korreláció alapján (MÁRTON 1998, KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

A két felső paleotalaj-horizont (Ps7–8) dupla kifejlődésű, ezek színe már nem élénkvörös, hanem vörösesbarna, barna. A paleotalaj-horizontok erősen kötöttek, homogének, rétegzetlenek. A Brunhes–Matuyama paleomágneses határ (0,78 Ma) a Ps7/2 paleotalaj alhorizont legfelső részén található (*2. ábra*) (MÁRTON 1998, KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

A nem talajosodott löszhorizontok, alhorizontok vastagsága 1–7 méter között változik. Túlnyomórészt fakósárga, piszkossárga, sárga színű a kőzet, de két szintben okkersárga színű, barna foltos. Ezek a paleotalaj alhorizontok közötti átmeneti szakaszok (löszalhorizontok), ahol a barna foltosságot az áthalmozott paleotalaj-aggregátumok okozzák.

A lösz kőzettanilag homogén, gyengén finomcsillámos kőzetliszt, mészkonkréciós szintekkel tagolva. A mészgöbecsek-mészkonkréciók szórtan az egész löszösszletben megtalálhatók, de néhány helyen rétegszerű betelepülésként jelentkeznek. A konkréciók mérete 1–8 cm között változik, aprókristályos szövetűek, kemények, ép megtartásúak. 90,2–90,35 méter között a löszben egy mésszel keményen összecementált, kagylós törésű szint (löszmészkő) települ. A lösz — meszesebb rétegeit leszámítva — rétegzetlen, jól osztályozott, közepesen kötött-cementált, kiszáradva megkeményedik.

Középső-pleisztocén: „Idős löszsorozat Felső összlet"

43,7–68,3 méter között az „Idős löszsorozat Felső összlete" települ (*4. ábra*). Ezt a szakaszt a típusos lösz

dominanciája jellemzi. A rétegsor alsó és legfelső részén kifejlődött két, vörösesbarna, barna erdőtalaj típusú fosszilis talajszint az elvi rétegoszlop Ps6–Ps5 paleotalaj horizontjaival korrelálható. Ezek közül a felső a kifejlettebb: több mint 2 méter vastag, és ez a legfelső, a legfiatalabb olyan fosszilis talaj az egész löszösszleten belül, amely még vörösesbarna színű. Anyagát tekintve mindkét paleotalaj csillámmentes kőzetlisztes agyag. Jól kifejlett mészfelhalmozódási, cementációs szint az alsó fosszilis talajnál alakult ki.

A vastag, homogén, típusos löszrétegek fakósárga, szürkéssárga színűek, apró, sötétbarna mangánoxid pettyesek és fehér mészeresek, mészpelyhesek. Anyaguk gyengén–közepesen csillámos kőzetliszt. Nagyobb mennyiségben a mészkonkréciók ettől a szakasztól lefelé jelentkeznek a löszösszletben. A kőzet jól osztályozott, szemcsenagyság-változás nem látszik, homogén, rétegzetlen.

A fúrás teljes löszszelvényében egy helyen jelentkezik reduktív közegben, vízzel borított térszínen keletkezett kőzettípus, az ún. „mocsári lösz". Ez az „Idős löszsorozat Felső összletével" azonosítható szakasz alján (61,7–62,6 m között) települő, világosszürke színű, közepesen kötött, rétegzetlen, homogén, jól osztályozott csillámmentes kőzetliszt-betelepülés.

A fúrás ezen szakaszán üledékhiányt tételezhetünk fel a rétegsorban (*2., 4. ábra*), mert a DK-Dunántúl más területein (pl. Mórágyi-rög) ebben a rétegtani helyzetben összetett paleotalaj (Ps6) települ (lásd. elvi rétegoszlop, *3. ábra*). A réteghiány mértéke ismeretlen.

Középső–felső-pleisztocén: „Fiatal löszsorozat Alsó összlet"

14,0–43,7 méter között az „Fiatal löszsorozat Alsó összlete" települ (*4. ábra*). Ezen a szakaszon is a típusos lösz kifejlődése dominál. Az összlet alsó, középső és legfelső részén kifejlődött három, vékony, szürkésbarna, csernozjom barna erdőtalaj típusú fosszilis talaj az elvi rétegoszlop Ps4–Ps2 paleotalaj horizontjaival korrelálható. A középső (Ps3) dupla fosszilis talajt, két paleotalaj-alhorizont építi fel. Anyagát tekintve mind a négy paleotalaj-horizont és alhorizont csillámmentes, kőzetlisztes agyag. Jól kifejlett mészfelhalmozódási, cementációs szint csak a Ps2 fosszilis talajnál alakult ki, de a dupla paleotalajt tagoló löszréteg (Ps3L) is csak egy nagyobb mésztartalmú szint két paleotalaj alhorizont között.

A vastag, homogén, típusos löszrétegek fakósárga, szürkéssárga színűek, apró, sötétbarna mangánoxid pettyesek és fehér mészeresek, mészpelyhesek. Anyaguk gyengén–közepesen csillámos kőzetliszt, apró mészgöbecseket csak elvétve tartalmaznak. A kőzet jól osztályozott, szemcsenagyság-változás nem látszik, homogén, rétegzetlen. A lösz nedvesen igen képlékeny, kiszáradva széteső.

A típusos löszkifejlődés mellett vékony, 0,5–1 méter vastagságú rétegekben okkersárga színű, barnafoltos kőzetváltozat is jelentkezik, ahol az elmosódó körvonalú, 2–5 mm-es nagyságú sötétbarna foltosság az áthalmozódott paleotalaj-aggregátumok szétesésének eredménye.

Felső-pleisztocén: „Fiatal löszsorozat Felső összlet"

0,85–14,0 méter között a „Fiatal löszsorozat Felső összlete" települ (*4. ábra*). Ezt a szakaszt is a típusos lösz dominanciája jellemzi. Az összlet alsó szakaszán egy humuszos betelepülést (Ps1) tartalmaz, mely az L2 löszhorizonton alakult ki. A fosszilis talajosodott szint csernozjom jellegű, világosbarna színű, lazán kötött, morzsalékosan széteső.

A löszrétegsor e szakasza egy majdnem 10 méter vastag, homogén, rétegzetlen, közepesen csillámos, jól osztályozott kőzetlisztréteggel kezdődik. Ez fakósárga, piszkossárga, barna színű mangán- és vöröses limonitpettyes, néhol gyengén mészeres.

Holocén

A fúrás 0,0–0,85 méter között tárta fel a jelenkori talajszintet (*2. ábra*). Ez barna színű, morzsalékos, széteső, gyengén csillámos kőzetlisztből (L1) kialakult, gazdag humusztartalmú mezőségi típusú talaj. Alsó 0,2 m-es szakaszát a gyengén kifejlődött B szint alkotja (*4. ábra*).

Szoros értelemben a holocén talaj is a löszformáció részének tekintendő, hiszen az L1 löszhorizonton, lösz alapkőzeten keletkezett a jelenkori interglaciálisban.

Földtani fejlődéstörténet

Az Udvari–2A fúrásban feltárt legidősebb képződmény a felső-pannóniai Tihanyi Formáció. A felső-pannóniai üledéksor faunaegyüttese sekélytengeri, partközeli, alig sósvízi fáciest jelez, édesvízi jelleggel. Az oxigénben gazdag, jól szellőzött és mozgatott, kis vízmélységű környezet váltakozik pangó vizű, tavi, alkalmanként mocsári fáciessel. Az összemosott fauna jelzi, hogy a víz mozgási energiája szelektálta a faunát. Az Udvari–2A fúrás egyetlen faunás szintje, a *Congeria rhomboidea*-s lumasella csak az energiaviszonyok megváltozását jelzi, az üledéksor pontosabb szintezésére nem alkalmas. Kizárólag a faunaegyüttes alapján tehát nem állapítható meg, hogy az összlet melyik szakaszát harántolta a fúrás.

A pannóniai összlet finomszemű kőzettípusai, rétegzettségi viszonyai nyugodt üledékképződést jeleznek. E nyugodt körülményeket néhányszor megszakítják nagyobb szállítási energiájú közegre utaló szakaszok, ahol iszaprogyási nyomok, felszakított kőzetdarabokból, kavicsokból, összemosott kagylóhéjtöredékek láthatók.

A felső-pannóniai árapálysíkság, deltasíkság feltöltődése után szárazföldi lepusztulási térszínné vált a terület. A Dunántúl különböző területrészein az eróziós időszak hosszára vonatkozóan az egyetlen támpontot a pannóniai üledékek őslénytani vizsgálata szogáltatta. Ezek alapján a késő-pannóniai üledékképződés kb. 6,5 Ma ezelőtt fejeződött be a DK-Dunántúlon (MAGYAR et al. 1999).

Az Udvari–2A fúrásban 97,0–150,3 méter között harántolt Tengelici Formáció a késő-pannóniai utáni lepusztulási

folyamatok eredményeként kialakult száraztérszíni üledékgyűjtőben halmozódott fel. Ez a szárazföldi rétegsor a kezdeti, alluviális, viszonylag durvaszemű bázisréteg fölött eluviális-deluviális eredetű, tehát az egykori mélyedésekben helyi mállással, illetve lejtőn történő átmozgatással keletkezett. Kőzettani változásait az egykori környező lepusztulási térszín felépítése határozza meg. A felfelé finomodó szemcsenagyság a lepusztulási anyakőzet, a felső-pannóniai üledékösszlet kőzettani változását tükrözi.

A tarka szövet a felhalmozódási időszak klimatikus változásainak következménye. A meleg-száraz időszakok hideg-nedves periódusokkal váltakoztak, és az ingadozó redoxpotenciál-viszonyok hatására alakult ki az összlet tarkasága. A sötétbarna–fekete színű szakaszok, „rétegek" keletkeztek a legoxidatívabb viszonyok között, ez segítette elő a mangánoxid szintszerű, helyi kiválását.

A Tengelici Formáció korát illetően ősmaradvány-tartalom híján csak a paleomágneses vizsgálatok eredményeire támaszkodhatunk. A magnetosztratigráfiai korreláció szerint kb. 2,0–2,1 millió évvel ezelőtt kezdődött a posztpannóniai üledékképződés a vizsgált területen (*2. ábra*, MÁRTON 1998). Elfogadva a Tihanyi Formáció fent említett korát, jelentős mértékű — kb. 4,5 millió éves — lepusztulási időszak tételezhető fel a két formáció között.

Az üledékgyűjtő fokozatos feltöltődése zajlott a Tengelici Formáció keletkezése alatt egészen a löszképződés megindulásáig. A magnetosztratigráfiai korreláció alapján az Udvari–2A fúrásban feltárt 97 m vastag löszszelvény az eddig ismert legvastagabb és legteljesebb hazai szelvény, és a löszképződés kezdete kb. 1.1 Ma-ra tehető (*2. ábra*, MÁRTON 1998). A legidősebb hazai lösz alapú talajsorozat (*3. ábra*) a közeli Diósberény–1A fúrásban települ (1,2 Ma; KOLOSZÁR, LANTOS 2001).

A száraz térszíni löszösszlet üledékfolytonosan rakódott a többé-kevésbé kiegyenlített felszínű alsó-pleisztocén térszínre. A termoanalitikai vizsgálatok alapján a határ a fúrásban a Tengelici és a Paksi Lösz Formáció között a Ps10 fosszilis talajban húzható meg, melynek alsó szakasza a Tengelici, míg felső szakasza lösz anyakőzeten alakult ki (FÖLDVÁRI 1999).

A löszképződés már a kora-pleisztocénben megkezdődött és a pleisztocén végéig tartott. A 97 méter vastag löszösszletet fosszilis talajszintek tagolják, melyek rétegsoron belüli ciklusos váltakozását a lösszel a pleisztocént jellemző éghajlati ingadozások okozták. A pleisztocén glaciális és stadiális szakaszaiban gyors üledékképződés folyt, ezekben az időszakokban keletkeztek a löszváltozatok. Az interglaciálisokban és interstadiálisokban szünetelt vagy erősen lelassult a löszképződés, és az üledékképződés fő folyamata a talajosodás lett.

A Paksi Lösz Formáció nagy vastagsága és nyugodt települése azt jelzi, hogy Udvari közvetlen környéke változatlanul üledékgyűjtő térszín maradt a pleisztocén további részében is. A feltételezhető lepusztulási intervallumokat szedimentológiai jelenségek nem bizonyítják a rétegsorban. Egy kisebb üledékhiányt valószínűsíthetünk a Ps6 paleotalaj rétegtani helyzetében (*2., 4. ábra*), ezt leszámítva a fúrás löszrétegsora teljesnek tekinthető.

Az Udvari–2A fúrás löszrétegsorának párhuzamosítása a polaritási–idő és a tengeri oxigénizotóp skálákkal (MIS)

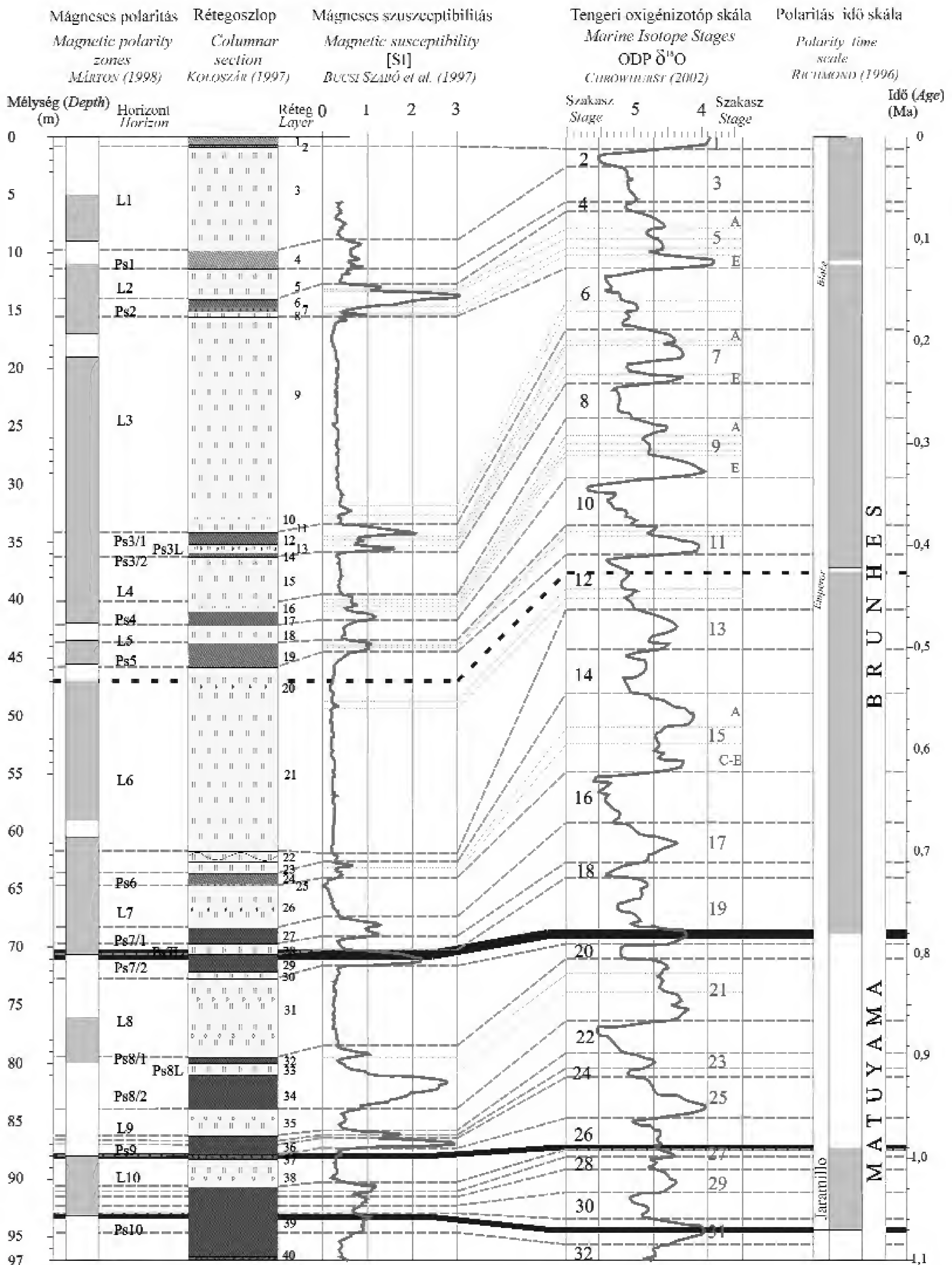
Elkészítettük az Udvari–2A fúrás löszrétegsorának a polaritási–idő és a tengeri oxigénizotóp skálákkal való korrelálását a fúrás összes elérhető fontos adatának felhasználásával (*5. ábra*).

A fúrás löszszelvényének rétegoszlopát ábrázoltuk először (KOLOSZÁR 1997), balra ettől a lösz- és paleotalajszintek, míg jobbra az Udvari–2A fúrásban elkülönített rétegek számozása látható. A rétegoszloptól balra a fúrás paleomágneses vizsgálatának eredményeként elkülönített mágneses polaritás zónáit (MÁRTON 1998), míg jobbra a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok mágneses szuszceptibilitási görbéjét ábrázoltuk (BUCSI SZABÓ et al. 1997). Másrészről kiegészítettük az ábrát a tengeri oxigénizotóp és a polaritási–idő skálákkal, GIBBARD & COHEN (2008) alapján.

A párhuzamosítás első lépéseként a magnetosztratigráfiai korrelációt végeztük el a fúrás mágneses polaritás zónái és a polaritási–idő skála között. Négy paleomágneses eseményt tudtunk korrelálni: mindenekelőtt a Brunhes–Matuyama polaritásváltást (0,78 Ma), azaz az alsó- és középső-pleisztocén határt (legvastagabb vonal). Ezen kívül két idősebb esemény párhuzamosítása is lehetséges volt a Jaramillo szubkron alsó és felső határán (1,07 és 0,99 Ma) (vastag, folyamatos vonalak), valamint egy fiatalabb — az Emperor esemény (0,43 Ma) — korrelálása (vastag, szaggatott vonal). Ezekkel a radiomatrikus koradatokkal sikerült a fúrás löszrétegsorát a valóságos időkeretbe beágyazni.

Következő lépésként a fúrás elkülönített rétegeit és a mágneses szuszceptibilitási görbe nagyobb változásait korreláltuk a tengeri oxigénizotóp görbével (vékony szaggatott vonalak). Így a fúrás lösz- és paleotalaj-rétegeihez hozzárendelhettünk egy-egy hideg , illetve meleg tengeri oxigénizotóp szakaszt (Stage). Pontos egyezés figyelhető meg a korrelációban, mindössze egyetlen nonkomformitás tapasztalható: a 13-as számú meleg oxigénizotóp szakasznak megfelelő paleotalaj hiányzik a fúrás szelvényéből (*5. ábra*). A löszösszlet részletes tárgyalásánál említettük, hogy a fúrás ezen szakaszán üledékhiányt tételezhetünk fel a rétegsorban, mert a DK-Dunántúl más területein ebben a rétegtani helyzetben összetett, dupla vagy tripla paleotalaj (Ps6) települ, míg az udvari fúrás esetében csak egy paleotalaj-horizontot találunk. Jelen korreláció megerősíti ezt és a mértékére is választ ad, mintegy 40 ezer éves üledékhiány valószínűsíthető. Az üledékhiánynak számos oka lehet, pl. szerkezeti kiemelkedéshez köthető eróziós folyamatok; mikromorfológiai tényezők megváltozása stb. A 13-as számú meleg oxigénizotóp szakasz (OIS 13) idején lezajlott eróziós folyamatokkal GÁBRIS (2007) is foglalkozik a paksi téglagyári rétegsor kapcsán, megemlítve, hogy a paksi feltárásban az MB (Ps5) és a Phe (Ps6/1) talajok között található a legjelentősebb eróziós hiány.

A korreláció utolsó állomásaként nagyon pontos párhuzamosítást végeztünk a tengeri oxigénizotóp alszakaszok



5. ábra. Az Udvari-2A fúrás löszrétegsorának párhuzamosítása a polaritási-idő és a tengeri oxigénizotóp skálákkal (MIS). A polaritási-idő és a tengeri oxigénizotóp skálák GIBBARD & COHEN (2008) alapján

Figure 5. *Correlation of the loess profile of the borehole Udvari-2A with the Polarity-time scale and Marine Isotope Stages. Marine Isotope Stages and Palaeomagnetic record is from* GIBBARD & COHEN *(2008)*

(substages) és a fúrás mágneses szuszceptibilitási görbéjének (BUCSI SZABÓ et al. 1997) finom változásai között (legvékonyabb vonalak). Itt gyakorlatilag a két görbe apróbb változásait páhuzamosítottuk és a löszrétegsor nagy részén, ahol ez elvégezhető volt, igen szoros egyezés tapasztalható.

Következtetések

A hazai löszrétegtannak mindig is sarkalatos kérdése volt az elkülöníthető lösz- és fosszilis talaj horizontok képződési ideje.

A löszrétegsor tagolása egyre finomodott, egyre pontosabb lett, köszönhetően elsősorban a Paks és Dunaföldvár környéki feltárásoknak és fúrásoknak és az ezekkel foglalkozó szakembereknek (PÉCSI 1993). A hazai nevezéktan nem változott sokat az idők folyamán, talán az egyetlen komolyabb változtatásra akkor került sor, amikor a Mende Bázis paleotalaj a rétegtani besorolásban átkerült az „Idős löszsorozat Felső összletébe" (PÉCSI 1995).

Ily módon olyan rétegtani felosztás jött létre, melyben mind a négy összlet zonális fejlettségű (éghajlati hatást tükröző) paleotalaj-horizontjai összletenként azonos mezoklíma alatt keletkeztek (azonos klímazonális talajtípusokat képviselnek), a különböző összletek paleotalajai pedig típus szinten (STEFANOVITS et al. 1999) különböznek egymástól.

Ez a változtatás alapvetően segíti a négy összlet térképezhetőségét, hiszen ha egy paleotalajt pontosan definiálunk terepen, akkor az összlet szintű elkülönítés lehetővé válik. Ugyanez sajnos nem igaz az összletek löszhorizontjaira, mert ezek nem rendelkeznek speciális, összletenként változó terepi bélyegekkel.

A hazai löszkifejlődés litosztratigráfiai felosztása tehát biztos alapokon nyugszik, ellentétben a kronosztratigráfiai besorolásokkal. A különböző kormeghatározási módszerek csak a löszképződés „közelmúltjának" — néhány tízezer év (radiokarbon módszer); maximum 1-2 százezer év (OSL) — korbesorolásánál adnak pontos, vagy legalább elfogadható eredményt, az ennél idősebb képződményeket túlságosan „fiatalítják". Ez természetesen a módszerek hiányosságainak következménye.

Az általunk részletesen térképezett területeken (Mórágyi-rög, Tolnai-Hegyhát) a feldolgozott löszszelvények és más genetikájú üledékek esetében a biosztratigráfiai vizsgálatok többnyire a képződési környezet (fácies) jellemzésére voltak alkalmasak, ritkán szolgáltattak koradatot és ha igen, akkor is nagyléptékben, pl. kora–, középső–, késő-pleisztocén, ami persze alkalmasint igen fontos volt. Példaként említjük az üveghutai térképezés keretében folyóvízi üledékből begyűjtött mintát, melynek molluszkafaunája KROLOPP (2005) malakológiai vizsgálata alapján nagy ökológiai tűrőképességű fajokból állt, vízi és szárazföldi faunát közel azonos egyedszámban tartalmazva. A faunában előforduló *Neostyriacia carynoides* csigafaj a magyarországi középső-pleisztocén üledékek jellemző faja, így ez a faj a folyóvízi üledék középső-pleisztocén korát is rögzítette (BALLA, GYALOG szerk. 2009). Érdekes lesz az Udvari–2A fúrás biosztratigráfiai vizsgálatának (358 db minta) majdani eredményeit összehasonlítani az egyéb koradatokkal.

Nagyobb vastagságú löszrétegsorok esetében — amilyen az Udvari–2A fúrás is —, ahol számíthatunk mágneses polaritás váltásra, a paleomágneses vizsgálatok segíthetnek a képződési időkeret meghatározásában. A magnetosztratigráfia révén szerencsés esetben megadható a rétegsor képződésének időtartama (kezdete) és néhány rétegének radiometrikus kora. Ez utóbbi a tárgyalt fúrás esetében 4 rétegnél volt lehetséges, ami igen nagy szerencse: 20. réteg=0,43 Ma; 29. réteg=0,78 Ma; 37. réteg=0,99 Ma; 39. réteg közepe=1,07 Ma. Ezen kívül a löszképzés kezdetének radiometrikus kora — kb. 1.1 Ma — is kiszámítható volt a képződési idő figyelembe vételével.

A magnetosztratigráfia segítségével tehát rendelkezünk egy képződési időkerettel és négy biztos radiometrikus koradattal a fúrás rétegsorának időrétegtani besorolásához.

További kronosztratigráfiai tagolás csak a fúrás mágneses szuszceptibilitási görbéjének és a tengeri oxigénizotóp skálának a párhuzamosításával végezhető el. Komoly szakmai kérdés, hogy korrelálható-e két ilyen végletesen különböző genetikájú üledékre jellemző görbe? Akkor válik párhuzamosíthatóvá a két görbe, ha mindkét üledékképződést folyamatosnak vagy pontosabban majdnem folyamatosnak (KEMP 2001) tételezzük fel. Ez a mélytengeri rétegsornál általában elfogadott kritérium, de mennyire állja meg a helyét egy szárazföldi üledéksorozatnál, ahol az erősen sérülékeny összlet eróziós hiányaival és üledékképződési szüneteivel is számolnunk kell?

A löszrétegsorokat alapvetően három összetevő építi fel: a löszhorizontok, a fosszilis talajhorizontok és a hiátusok. Az Udvari–2A fúrás löszösszletében — mint fentebb vázoltuk — egy jelentősebb üledékhiány volt kimutatható; egyrészt elméletileg, az elvi rétegoszloppal való összehasonlítás alapján, másrészt bizonyítottan a tengeri oxigénizotóp görbével való korreláció révén. Tehát a rétegsor ezt leszámítva teljesnek tekinthető, de mennyire folyamatos?

A löszrétegsorok képződése ciklikus (szakaszos) volt a pleisztocén klímaváltozásai által meghatározottan. Minden szakasz kétfajta képződményből épül fel, nevezetesen a hullópor diagenezise során keletkezett löszből és a löszfelhalmozódás szüneteiben, stagnáló időszakaiban az előzőleg képződött löszön keletkezett paleotalajokból. Kedvező helyzetű üledékgyűjtő esetében, ahol a hullópor leülepedése és a talaj képződése is nyugodt körülmények között történhetett, és meg is maradhatott, nem kell üledékhiánnyal számolnunk, annak ellenére, hogy a talajképződés alatt új üledék felhalmozódása nem történt, az üledékképződés folyamatos volt, hiszen a talajosodás pont addig tartott és tarthatott, amíg a következő lehűlés pora be nem temette, a talajosodás „belefulladt" a löszképződésbe. A lösz- és paleotalaj-rétegek között általában nem éles a határ, a paleotalajok „A" szintjére többnyire egy átmeneti, köztes, felfelé egyre kevesebb talajosodási bélyegeket mutató réteg

I. táblázat. Az Udvari-2A fúrás horizontjainak képződési ideje a tengeri oxigénizotóp szakaszokkal való korreláció alapján, kiegészítve PÉCSI (1995) koradataival

Table I. *Dating the horizons of the borehole Udvari-2A based on the correlation of the Marine Isotope Stages with the complement of the ages of* PÉCSI *(1995)*

KOLOSZÁR & MARSI (2010)			PÉCSI (1995)	
horizont	tengeri oxigénizotóp szakasz	képződési idő (ezer év)	paleotalaj	képződési idő (ezer év)
Recens talaj	1	0-12	recens talaj	0-11.3
L1	2	12 30		
Ps1	3	30-60	h1+h2	16-32
L2	4	60-70		
Ps2	5	70-130	MF1+MF2	45-105
L3	6	130-190		
Ps3/1+Ps3/2	7	190 240	BD1+BD2	120 170
L4	8	240-280		
Ps4	9	280 330	BA	195 230
L5	10	330-380		
Ps5	11	380 410	MB1+MB2	280 360
L6	12	410 460		
Ps6/1-hiány	13	460-500	Phe1+Phe2	360-460
Ps6L	14	500 550		
Ps6	15	550-620	Mtp1+Mtp2	480-500
L7	16	620 670		
Ps7/1	17	670-710	PD1	565-585
Ps7L	18	710 730		
Ps7/2	19	730-790	PD2	600-630
L8	20	790-800		
Ps8/1+Ps8/2	21	800-870	PDK	750-765
L9	22	870-900		
Ps9	23+24+25	900 960		
L10	26	960-990		
Ps10	27 32	990 1100		

Horizontok: Paleotalaj-horizontok: Ps1-Ps10, Löszhorizontok: L1-L10. *Alhorizontok: Paleotalaj-alhorizontok:* Ps3/1-8/2, *Löszalhorizontok:* Ps6L-Ps7L.

Paleotalaj-horizontok, -alhorizontok (PÉCSI 1995): h1+h2 – humuszos alhorizontok, MF1+MF2 – „Mende Felső" talajkomplexum alhorizontok, BD1+BD2 – „Basaharc Dupla" talajkomplexum alhorizontok, BA – „Basaharc Alsó" talajkomplexum, MB1+MB2 – „Mende Bázis" talajkomplexum alhorizontok, Phe1+Phe2 – „Paksi homokos" talajkomplexum alhorizontok, Mtp1+Mtp2 – „Paksi hidromorf" talajkomplexum alhorizontok, PD1+PD2 – „Paks Dupla" talajkomplexum alhorizontok, PDK – „Paks-Dunakömlőd" talajkomplexum.

Horizons: Palaeosol horizons: *Ps1-Ps10, Loess horizons: L1-L10.* Subhorizons. Palaeosol subhorizons: *Ps3/1-Ps8/2, Loess subhorizons: Ps6L-Ps7L.*

Palaeosol horizons, subhorizons (PÉCSI 1995): *h1+h2 – humic subhorizons, MF1+MF2 – "Mende Upper" soil complex subhorizons, BD1+BD2 – "Basaharc Double" soil complex subhorizons, BA – "Basaharc Lower" soil complex, MB1+MB2 – "Mende Basal" soil complex subhorizons, Phe1+Phe2 – "Paks sandy" soil complex subhorizons, PD1+PD2 – "Paks Double "soil complex subhorizons, PDK – "Paks-Dunakömlőd" soil complex.*

települ, ezenkívül gyakran a lösztől a paleotalaj rétegek felé fokozatosan agyagosodó, erősebben mállott átmeneti szint is megfigyelhető (MARSI 2000).

Ezek alapján tettünk kísérletet a fúrás mágneses szuszceptibilitás görbéjének és a tengeri oxigénizotóp skálának a párhuzamosítására, elsősorban egy részletesebb kronosztratigráfiai beosztás érdekében. A korreláció lehetőséget adott a fúrás elkülönített lösz- és paleotalaj-horizontjainak korolására.

Az adatokat táblázatos formában közöljük, kiegészítve PÉCSI (1995), nevezéktanával és koradataival (*I. táblázat*).

A koradatok a radiometrikus kor skálán (idő tengely) kb. 1000 év pontossággal leolvashatók, de természetesen nem gondoljuk, hogy ilyen pontos számszerűsítés elfogadható lenne, ezért mindenhol kerekítéssel éltünk. A kronológia pontossága érdekében mindent elkövetve adatainkat azzal a reménnyel közöljük, hogy azok érdemben hozzájárulnak a hazai lösz időrétegtani tagolásához.

Ennek első lépése lehet a „Bagi tefra" rétegtag feltételezett korának megerősítése. A „Bagi tefra" löszrétegtani szempontból nagy jelentőségű, de radiometrikus korának meghatározása anyagvizsgálati módszerekkel mindeddig eredménytelen volt. A tefra feltételezett kora egy geokémiai korreláción alapszik, melynek alapján kémiai és ásványtani összetételét tekintve az olasz Volturno vulkán 350 ezer évvel ezelőtti kitörésének lehet a terméke (POUCLET et al. 1999). A „Bagi tefra" löszrétegtani helyzete pontosan ismert: mindig az L5 löszhorizont felső szakaszában települ (*3. ábra*). Az Udvari–2A fúrásban sajnos nem jelentkezik közbetelepülésként, de a fúrás L5 horizontjának korrelálása a 10-as számú hideg tengeri oxigénizotóp szakasszal (OIS 10) és a radiometrikus idő skálával megadja a löszhorizont képződési idejét 330–380 ezer év között (*I. táblázat*). Ez a korreláción alapuló időintervallum és a tefra rétegtani helyzetének ismerete megerősíti a „Bagi tefra" 350 ezer évre valószínűsített korát.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak BALLA Zoltánnak a kutatási projekt vezetőjének, amiért engedélyezte a fúrás kiegészítő őslénytani vizsgálatát. Ezen kívül köszönetet mondunk a három lektornak JÁMBOR Áronnak, SÜMEGI Pálnak és ÚJVÁRI Gábornak a dolgozat alapos és kritikus lektorálásáért, a véleményüket, a lehetséges mértékig, beépítettük a megjelenő publikációba.

A publikáció létrejöttét a CHR-16/2008 számú TÉT alapítványi szerződés és a K 75801 számú OTKA szerződés támogatta.

Irodalom – References

BALLA Z. & GYALOG L. (szerk.) 2009: A Mórágyi–rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórágyi–rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — Geology of the North-eastern Part of the Mórágy Block. Explanatory Notes to the Geological Map-series of the North-eastern Part of the Mórágy Block (1:10,000). — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 283 + 216 p.

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER III, C. C. & AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. — In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P., HARDENBOL, J. (eds): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. — *Society for Sedimentary Geology Special Publication* **54**, 129–212.

BUCSI SZABÓ, L., DRAHOS, D., LENDVAY, P., SZONGOTH, G. & ZILAHI SEBESS, L. 1997: Well-logging investigations in the boreholes Üveghuta–1, Udvari–2 and Diósberény–1. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary* **1996/II**, 307–315.

CROWHURST, S. J. 2002: Composite isotope sequence. The Delphi project. — http://www.esc.cam.ac.uk/new/v10/research/institutes/ godwin/ body.html.

CSÁSZÁR, G. (ed.) 1997: *Basic litostratigraphic units of Hungary, Charts and short descriptions.* (Magyarország Litosztratigráfiai Alapegységei. Táblázatok és rövid leírások). — Geological Institute of Hungary, Budapest, 114 p.

FÖLDVÁRI, M. 1999: The use of corrected thermal decomposition temperature in the geological interpretation. I. — *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* **56/2**, 909–916.

FÖLDVÁRI, M. & KOVÁCS-PÁLFFY, P. 2002: Mineralogical study of the Tengelic Formation and the loess complex of Tolna Hegyhát and Mórágy Hills areas. — *Acta Geologica Hungarica* **45/3**, 247–263.

GIBBARD, P. L. & COHEN, K. M. 2008: Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. — *Episodes* **31/2**, 243–247.

GÁBRIS Gy. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp.rétegtan között — magyarországi lösz–paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján (In Hungarian with English abstract: The relation between the time scale of the Quaternary surface processes and oxygen isotope stratigraphy — according to the loess-paleosoil sequences and river terraces in Hungary). — *Földtani Közlöny* **137/4**, 515–540.

KEMP, R. A. 2001: Pedogenic modification of loess: significance for paleoclimatic reconstructions. — *Earth Science Reviews* **54**, 145–156.

KOLOSZÁR, L. 1997: Geological evaluation of the Udvari–2A borehole (Az Udvari–2A fúrás földtani értékelése). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary* **1996/II**, 149–158.

KOLOSZÁR, L., MARSI, I. & CHIKÁN, G. 2000: Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórágy Hills (A Mórágyi-rög keleti részének kainozoos fedőképződményei). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary* **1999**, 117–149.

KOLOSZÁR, L. & LANTOS, M. 2001: DK-dunántúli negyedidőszaki szelvények magnetosztratigráfiai korrelációja (In Hungarian with English abstract: Magnetostratigraphic correlation of the Quaternary sequences in South-eastern Transdanubia). — *Földtani Közlöny* **131/1–2**, 221–231.

KROLOPP, E. 2005: Bátaapáti minták malakológiai vizsgálata (In Hungarian: Malacological analysis of Bátaapáti samples). — *Kézirat (manuscript)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1283.

MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 51–167.

MARSI, I. 2000: Geology of overlying beds of granites of the eastern part of the Mórágy Hills (A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórágyi-rög K-i részén) — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary* **1999**, 149–171.

MÁRTON P. 1998: Jelentés az udvari (U–2A) és a diósberényi (Db–1A) fúrási szelvények paleomágneses méréseinek eredményeiről (In Hungarian: Report on the results of paleomagnetic measurements of boreholes Udvari [U–2A] and Diósberény [Db–1A]). — *Kézirat, (manuscript), Geological Institute of Hungary, Budapest.*

PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. — *Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetének sorozata* **54**, Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.

PÉCSI, M. 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. — *Loess inForm* **3**, 23–30.

POUCLET, A., HORVÁTH, E., GÁBRIS, Gy. & JUVIGNÉ, J. 1999: The Bag Tephra, a widespread tephrochronological marker in Middle Europe: chemical and mineralogical investigations. — *Bulletin of Volcanology* **60**, 265–272.

RICHMOND, G. M. 1996: The INQUA-approved provisional Lower–Middle Pleistocene boundary. — In: TURNER, C.: *The early middle Pleistocene in Europe.* Balkema: Rotterdam, 319–326.

STEFANOVITS P., FILEP Gy. & FÜLEKY Gy. 1999: *Talajtan* (In Hungarian: Pedology). — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 470 p.

ZENTAI, L. 1993: Morphology of the Carpathian basin. — *Közép-Európa Atlasz*, Szent István Társulat – Piski Kiadó, 411 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 04. 03.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/3, 263–280., Budapest, 2010

A budapesti Pál-völgyi-barlang üreg- és pórustérfogatának modellezése

ALBERT Gáspár

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Volumetric modelling of cavities and pores in the Pál-völgy Cave, Budapest

Abstract

The aim of this study was the determination of the respective volumes of the cavities in the Pál-völgy Cave (Budapest) and the confirmation of the post-diagenetic origin of the porosity in the incorporating carbonate rock body. This was done by measuring the size and frequency of the fractures and solution marks in the vicinity of the cave. For this a volumetric and a porosity model of the cave and its environs was constructed. This new method for volumetric cave modelling also solved the problem of processing cave maps from archives and data acquired by quick measurement.This involved producing volumetric data with highly accurate mathematical approaches. Furthermore, the value of this new, mostly theoretical, approach for volumetric cave modelling was reinforced by the porosity model, which was based on field measurements. Through the modelling, an estimation of the probable, but still not explored size of the Pál-völgy Cave was also calculated.

Keywords: cave, volumetric model, tectonic porosity, Buda Hills

Összefoglalás

A tanulmány célja az üregtérfogat meghatározása a budapesti Pál-völgyi-barlangban és a barlangot befoglaló karbonátos kőzetek porozitásának másodlagos, tehát a kőzetté válás (diagenezis) után való bekövetkezésének igazolása volt a barlang környezetében mérhető repedéshálózat és oldódási jelenségek mennyiségi vizsgálatával. Ehhez megszerkesztésre került a barlangnak és környezetének volumetrikus, illetve porozitás modellje. A volumetrikus modell előállításához kidolgozott új eljárás egyben megoldást nyújt arra a problémára is, hogy miként lehet feldolgozni a régi barlangtérképek és gyors járatfelmérések archív adatait oly módon, hogy abból matematikai módszerekkel jól közelítő adatot kapjunk a barlang térfogatára. A volumetrikus barlangmodellezés új, nagyrészt elméleti megközelítésen alapuló módszerének helyességét a helyszíni vizsgálatokból származó eredmények, a porozitás modell kidolgozásán keresztül igazolták. A modellezéssel a barlang valószínű, de még nem feltárt méretei is becsülhetők .

Tárgyszavak: barlang, volumetrikus modell, tektonikus porozitás, Budai-hegység

Bevezetés

A digitális technológia előtt arra a kérdésre, hogy mekkora egy barlang térfogata, nehéz volt jó lelkiismerettel, akárcsak közelítő eredményt is mondani. A barlangjáratok volumenének meghatározása nemcsak a barlangászoknak fontos, hanem a felszín alatti vizek és folyékony szénhidrogének állapotának és mennyiségének felmérését végző kutatóknak, vagy a barlang védett klímáját és (esetleg gyógyászati célokra) kihasználható légköbméterét felmérő biológusoknak is. Az alábbiakban bemutatott modellek olyan igényekből fakadtak (l. JUHÁSZ et al. 2007), amelyek az adott területről kimondottan térfogati adatok és azok megbízhatósági paramétereinek meghatározását jelölte meg célként.

A barlangok volumenének felmérése a világon mindenhol igen korai stádiumban van. Ennek oka, hogy a korábbi térképezések elsődleges (és sokáig kizárólagos) célja a tájékozódás elősegítése, és nem a térfogat meghatározása volt. Habár a mérési adatok elegendőek ahhoz, hogy a barlangot járók pontosan tájékozódjanak, ahhoz már nem, hogy a járatok valódi térbeli geometriáját leképezzük. A ma

folyó barlangi felmérések közül azonban egyre több célozza meg a barlang modelljének elkészítését és ezt elsősorban a mérési pontok sűrűségének növelésével próbálják megvalósítani (pl. KINCAID 2000, PACHOS 2008). A barlangfelmérések hagyományos (szélesség és magasság meghatározása) módszerét ma már egyre inkább felváltja a részletesebb pontsűrűséget adó sugaras lézeres távmérés, amely a barlangkeresztszelvényeket is megbízható pontossággal adja vissza. Hiba azonban itt is előfordulhat, ha a járat annyira szabálytalan, hogy a lézeres távmérő nem „látja be" a teljes szelvényt. A különböző részletességű sugaras lézeres távméréssel készített felmérés módszereit PACHOS (2008) diplomamunkájában elemezte.

A barlangok térképezését többnyire félig önkéntes barlangász egyesületek végezték (és végzik a mai napig), akik, ha rendelkeznek is modern geodéziai eszközökkel, idővel és erős anyagi háttérrel, nincs kapacitásuk a régebben feltérképezett járatokat újra, a pontos modell előállításához szükséges részletességgel felmérni. További probléma, hogy a Pál-völgyi-barlang, vagy más nagyobb barlangok bejáratától távol eső szakaszait csak több órás gyaloglás, helyenként kúszás, és extrém esetekben akár úszás árán lehet megközelíteni. Ezekben a barlangokban egy ilyen részletes felmérés hetekig, hónapokig is eltarthat. Ez idő alatt gyakorlatilag lent kell élnie a felmérést végző csoportnak, ami amellett, hogy költséges és időigényes, a legkörültekintőbb eljárás mellett is a barlang bizonyos fokú fizikai és biológiai degradációjához vezethet. Ezért olyan módszert kellett kidolgozni, amely eredményeként a kutatás tárgyát képező budapesti Pál-völgyi-barlang térfogatát a már meglévő adatok alapján meg lehet határozni, és nem kell új felmérést végezni.

A barlangot befoglaló kőzetek porozitásának megállapításához szintén egy térmodell előállítására volt szükség. A modell célja az volt, hogy a tektonikai mozgásokból és a kőzetek utólagos oldódásából származó, szabad szemmel észlelhető mérettartományba tartozó repedések és üregek térfogati arányát meghatározzuk.

A munka elvégzése során kidolgozott modellezési módszerek a szerző doktori értekezésének (ALBERT 2009a) részét képezik, így a cikkben közölt szöveg és ábrák nagy részének eredeti változatát is az értekezés kézirata tartalmazza.

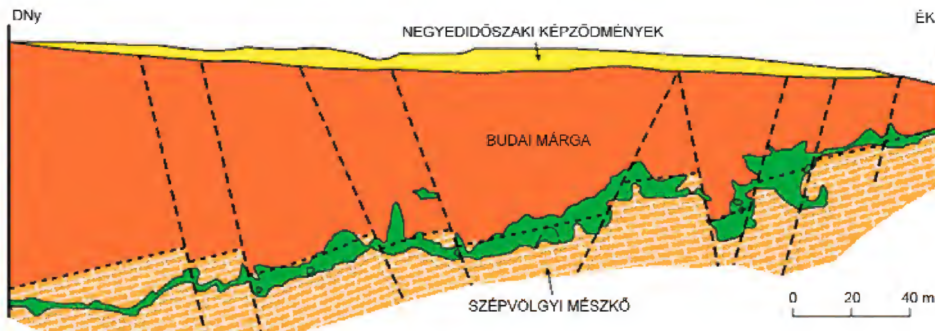
A barlangjáratok típusai

A Pál-völgyi-barlang járatai elsősorban a felső-eocén Szépvölgyi Mészkő Formáció kőzeteiből oldódtak ki. A barlang felső szintje néhol átnyúlik a mészkő fedőképződményébe a Budai Márga Formációba (*1. ábra*). A barlang többszintes járatrendszere követi a dél-délkeleti irányban a vízszintestől mintegy 25–30 fokban dőlő mészkő- és márgarétegeket.

A barlangjáratok kialakulásában az ÉK–DNy-i, illetve ÉNy–DK-i csapásvonalú szerkezeti vonalak (vetők, oldalelmozdulások és feltolódások) is nagy szerepet játszottak (pl. WEIN 1977, KRAUSZ 1982, FODOR et al. 1991), ugyanis ezek mentén a feltöredezett kőzeteket a felszín alatti vizek könnyebben feloldhatták, kialakítva ezáltal a barlang üregeit (*2. ábra*). A szerkezeti mozgások több fázisban, a késő-eocén–kora-miocénben és a késő-miocén–pliocénben zajlottak (FODOR et al. 1994).

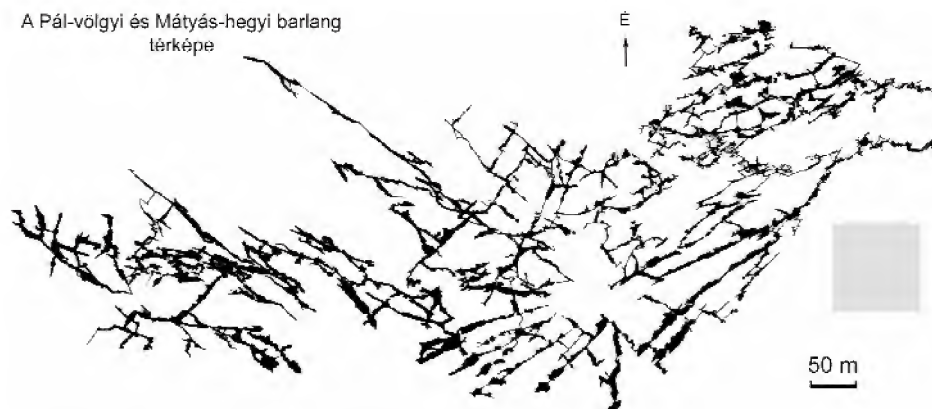
A barlang keletkezésével foglalkozó tanulmányok az üregek kialakulásában a hévizes tevékenységet és a hévizek és a karsztvizek keveredésének korrodáló hatását emelik ki (pl. JASKÓ 1936, KOVÁCS & MÜLLER 1980, TAKÁCSNÉ BOLNER et al. 1989), amely a Pleisztocén során fejtette ki leginkább hatását.

A barlangjáratok alakját is leginkább a töréses szerkezetek határozzák meg. Általában 1–5 m széles és 5–25 m magas hasadékszerű képződmények, amelyek alja a kőzetrétegekkel párhuzamosan kiszélesedik és üstszerű oldódási üregekkel tagolt. A lekerekített oldódási formák szorosan egymás mellett találhatók. Helyenként, főképp a szerkezeti vonalak találkozási zónáiban, nagyobb fülkék, üregek, ter-



1. ábra. A Pál-völgyi-barlang elhelyezkedése a környező kőzetekben
A barlangjáratok követik a Szépvölgyi Mészkő Formáció és a Budai Márga Formáció rétegeinek általános dőlését, valamint a törések vonalát (JUHÁSZ et al. 2005 nyomán)

Figure 1. *Position of the Pál-völgy Cave in the surrounding rocks*
The dip of the cave is controlled by the bedding plain of the two formations (Szépvölgy Limestone Fm and Buda Marl Fm) and the faults (after JUHÁSZ et al. 2005)

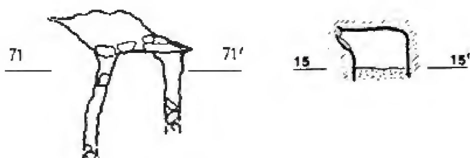


2. ábra. A Pál-völgyi- és a Mátyás-hegyi-barlang térképvázlata a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat kéziratai alapján
A járatok iránya az ÉNy–DK és ÉK–DNy csapású szerkezeti vonalakat követi

Figure 2. *Overview map of the Pál-völgy and Mátyás-hegy Caves based on the manuscripts of the Hungarian Karst- and Cave Research Society*
Directions of the corridors and passages of the cave are controlled by the NW–SE and NE–SW striking fault systems

mek is előfordulhatnak. Ezek a jellegzetességek mind a barlang alsó mészkőszintjeiben, mind a felső márgásabb szintjeiben megtalálhatóak. A járatokban beomlott kőzettömbök is gyakoriak.

A volumetrikus modell előállításakor fontos tényező a járatok keresztmetszetének alakja, illetve a járatszélesség és magasság meghatározásának módszere, mivel a modellezett profilok területe a modell bemenő adataként meghatározott járatszélesség- és magasságadatokból származik. A járatszélességet és magasságot kétféle módon is meg lehet adni: a legnagyobb helyszínen mérhető szélesség- és magasságértékekkel, illetve a koordinátageometriai számításokkal meghatározható legnagyobb horizontális és vertikális kiterjedéssel. Az, hogy melyik módszer ad megbízhatóbb eredményt, a járat alakjától függ. *A modellezett értékek a valódi értékeknél várhatóan kisebbek lesznek, ha a járat alakja egyszerű, és nagyobb (vagy közel azonos) érték adódik, ha a járat alakja bonyolult* (*3. ábra*). Tehát a mérhető adatokkal számolva a bonyolult alakú járatok esetében tévedünk kevesebbet, a számított adatokkal pedig a szabályos járatok esetében járunk jobban.



3. ábra. Bonyolult és egyszerű geometriájú barlangjárat-keresztmetszetek
A bal oldali esetben a modellezett profilterületek átlagosan 1,7-szer nagyobbnak adódtak, mint a térképezett profil területe, míg a jobb oldali esetben ez a szorzó átlagosan 0,6 volt. (ALBERT 2010 alapján módosítva)

Figure 3. *Mapped cave passage profiles with complex and simple geometry*
The area of the modeled profiles in the left (complex) case were averagely 1.7 times bigger than the mapped profile, while in the right (simple) case this value was averagely 0.6. (modified after ALBERT 2010)

Alkalmazott módszerek

A következőkben a barlangnak és környezetének *volumetrikus* illetve *porozitási* modelljének szerkesztési módszerét ismertetjük. A két modellezési módszer a kőzettest különböző léptékű porozitásának mennyiségi meghatározását célozza. A *volumetrikus* modell a Pál-völgyi-barlang járatainak, azaz a kőzettest makropórusainak térfogatára ad közelítést, míg a *porozitási* modell a makro- és a szemmel még jól észlelhető mezoporozitást együttesen de elkülöníthető módon vizsgálja. A két módszer között minőségbeli különbség is van. A volumetrikus modell a kvantitatív mérések nagyrészt elméleti megközelítésen alapuló feldolgozásából jön létre, míg a porozitási modell közvetlenül a terepi észlelések mennyiségi adataira épül. Mivel azonban a porozitási modellben a makropórusokat elkülöníthető módon vizsgálhatjuk a két módszer eredményei összevethetők.

A modellek kifejezetten a modellezett objektum térfogatának meghatározását célozzák, míg más célok (pl. a modell valóságközeli megjelenítése) alárendeltebb szerepet kapnak. A porozitási modellben ez hangsúlyosan érvényesül, mivel az üregek térbeli elhelyezkedése — eltekintve a vizsgált terület helyszínétől és kiterjedésétől — a modell elemzésekor egyáltalán nem kap szerepet. A volumetrikus modell szerkesztésekor azonban a járatok térbeli *helyzete* is fontos, valódi alakjuk viszont itt sem.

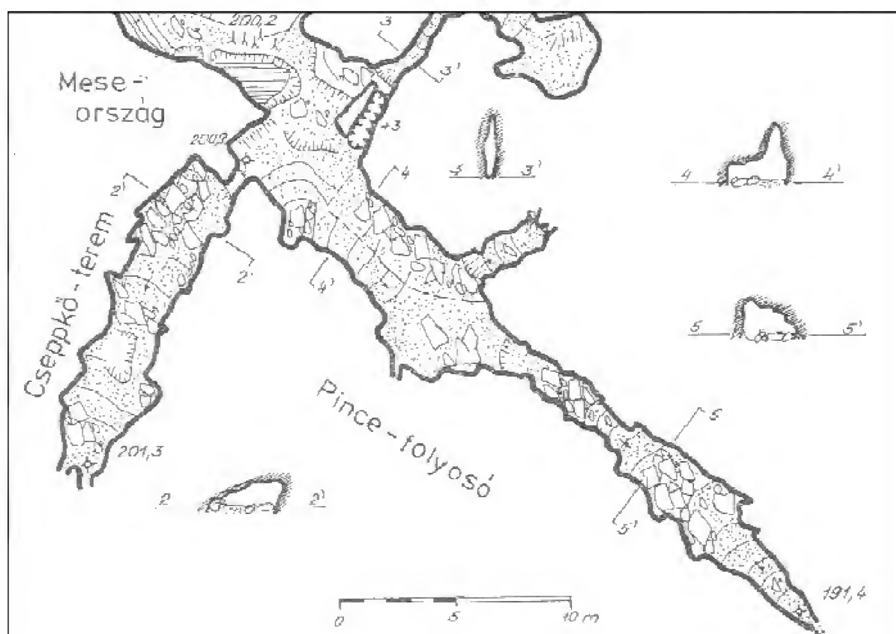
A volumetrikus modell előállításához kidolgozott új eljárás egyben megoldást nyújt arra a problémára is, hogy miként lehet feldolgozni a régi barlangtérképek és gyors járatfelmérések archív adatait oly módon, hogy abból matematikai módszerekkel jól közelítő adatot kapjunk a barlang térfogatára. Ezek az adatok önmagukban nem nyújtanak kellő információt a barlang járatainak valódi geometriájáról, ezért a modellezés során nem törekedtünk a valósághű virtuális megjelenítésre sem.

A volumetrikus modell

A barlang volumetrikus modelljének előállítására kidolgozott új módszer azon alapul, hogy a barlang járatait rövid szakaszokra osztjuk, amelyeknek modelljét a járat szélességéből (*w*) és magasságából (*h*) elő tudjuk állítani és matematikai módszerekkel az így létrejött járatszakasz-modell, mint geometriai komponens hibáját meg tudjuk becsülni. Az eljárás célja nem egy valósághű virtuális modell előállítása, hanem a járatok térfogatának kiszámítása. Ennek ellenére az alkalmazott eljárás szükségszerűvé tette, hogy létrehozzunk egy virtuális járatrendszert a modellezési környezetben (pl. AutoCAD), amelyet a szoftver lehetőségeit kihasználva elemzés alá vehettünk.

táblázatok) éves jelentések kéziratos formában hozzáférhetők a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat irattárában. Publikált térkép a barlang mintegy negyedéről készült (KÁRPÁT 1983; *4. ábra*). Ennek oka, hogy a térkép, csak a kiadásának időpontjában ismert járatokat tünteti fel, azonban az azóta feltárt járatok hossza az akkor ismert járatok összes hosszának a többszöröse (12,8 km).[1]

A barlang feltárását a kutatók a barlangok (és bányák) felmérésekor használt hagyományos geodéziai módszerekkel, mérőszalaggal és függőkompasszal végezték. A Mérési pontok a járatokban 5–6 méterenként helyezkednek el. Egy szakaszhoz két mérési pont tartozik: a bázis és a bemérendő célpont (*I.* táblázat). A mérési jegyzőkönyvek digitális változata, amely tartalmazta a mérési pontok kódját és koordinátáját, a modellezés során hozzáférhető volt.



4. ábra. Részlet a Pál-völgyi-barlang kiadott térképéből (KÁRPÁT 1983)
Figure 4. *Part of the published map of the Pál-völgy Cave (KÁRPÁT 1983)*

A modell adatainak forrása

A Pál-völgyi-barlang járatainak nagy részét a Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat barlangász csoportjai térképezték fel. A térképezés dokumentációja csak papíron hozzáférhető, mivel a felmérés több évtizedre nyúlik vissza, és a dokumentumok digitalizálására nem volt még lehetőség. A barlang felméréséről készült dokumentumok (részlettérképek, a megfigyelések szöveges leírásai és mérési

[1] A barlang hossza a jegyzőkönyvekben rögzített pontokra felfűzött egyenes szakaszok összegéből adódott

A barlang publikált térképének a vetülete nem ismert, de valószínűsíthető, hogy egyszerű párhuzamos (ortogonális) vetítéssel szerkesztették a referenciapontok koordinátáinak vízszintes (x, y) összetevőit felhasználva. A barlang térképét koordináta transzformációval az Egységes Országos Térképrendszer (EOTR) koordinátahálózatához igazítottuk, így lehetővé téve a barlang topográfiai környezetének elemzését is (pl. digitális domborzatmodellel).

A barlangtérkép kiadása óta feltárt szakaszok részlettérképeit hasonló módon (ortogonális vetítéssel) szerkesztették. A térképekről ily módon egyszerűen leolvasható a járatszakaszok szélessége. A járatok keresztmetszetének

I. táblázat. Részlet a barlang felmérésekor készült jegyzőkönyv digitális változatából

Table I. *Interpretation of the digitalized original records of a cave exploration*

P (alap)	Pm (mért)	Hossz [m]	Azimut [º]	Dőlés [º]	Jegyzet
0	1	9,4	195,5	34,0	Főbejárat
1	2	8,29	227,8	13,0	
2	3	3,66	195,0	-24,0	Lóczy-terem
3	4	5,90	195,0	-5,0	
4	5	5,90	261,0	14,0	

(profiljának) rajza azonban csak a publikált térképen jelenik meg, ott is viszonylag elszórtan (4. ábra). Sajnos általánosan elmondható, hogy a járatok keresztmetszetét nem dokumentálták a barlang feltárásának utóbbi évtizedeiben. Ennek következtében a barlang modelljéhez más módon kellett adatokat nyerni. A kidolgozott modellezési módszer adatszükséglete alapján minden észlelési pontpár által meghatározott 5–6 m hosszú járatszakaszhoz egy szélesség és egy magasság adatot kell hozzárendelnünk. A szélesség leolvasása nem, csak a magasság meghatározása okozott nehézségeket. Ehhez a publikált térkép járatkeresztmetszeteit használtuk fel. Azoknak a szakaszoknak az esetében, ahol nem állt rendelkezésre ilyen adat, a feltárást végző barlangászokkal személyesen konzultáltunk. A barlangászok közül csak kevesen ismerik annyira a barlangot, hogy emlékezetből felidézzék a járat magasságát, a távoli szakaszokat pedig csak 2–3 barlangász ismeri. Nekik, mint adatközlőknek jelentős szerepük volt a volumetrikus modell előállításában.

A geodéziai felmérések jegyzőkönyveinek digitális változata tartalmazta a bázis és a bemért pont nevét, a szakasz hosszát valamint az irányszöget (azimutot) és a vízszintestől való dőlés szögét (*I. táblázat*). Az ebből kialakított adatbázisból trigonometriai úton ki tudtuk számítani a referenciapontok koordinátáit. Az adatbázis minden rekordja egy térbeli vektor, aminek hossza és iránya van, továbbá amelyik minden esetben kapcsolódik legalább egy másik vektorhoz is. Ennek megfelelően az adatbázis egésze egy térbeli gráfot alkot, amelynek szakaszai a modellezési eljárás során alapegységnek tekintett járatszakaszokkal azonosak. E gráf tehát felfogható a modell „csontvázának” is, amelyhez a „testet” a szélességi (*w*) és magassági (*h*) adatok feldolgozásával hoztuk létre.

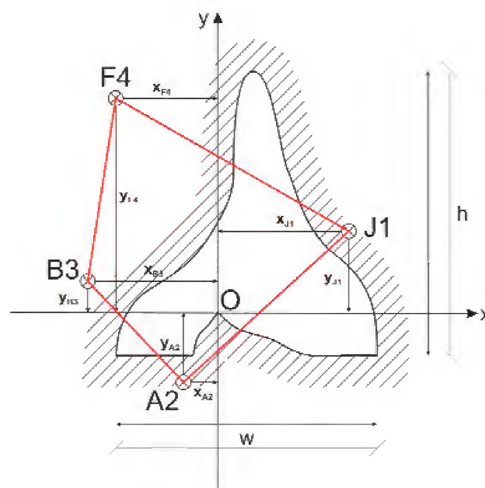
Az adatfeldolgozás során először a publikált, és a publikálatlan, csak archívumban megtalálható térképi anyag szkennelését és összeillesztését végeztük el. Ezt követően került sor a járatszakaszok magasságának megállapítására, majd a térkép raszteres állományának és a geodéziai adatbázisból létrehozott, elsődleges prioritással értelmezett, tehát nem módosítható adatként tárolt 3D gráfnak az összevetésére. Ez elsősorban a térképeken feltüntetett, számmal azonosított referenciapontok segítségével történt, de helyenként, ahol a referenciapontok megírása hiányzott a térképről, a járatok alakja és a gráf geometriájának hasonlósága alapján igazítottuk a térképeket. Az ebből fakadó bizonytalansági faktort az eljárásba mint valószínűségi változót építettük be.

Ezt követően az eredeti adatbázis rekordjaihoz mint a barlangjáratok egyedi szegmenseihez hozzárendeltük a transzformált raszteres térképről leolvasott szélességi, illetve a megállapított magassági adatokat.

Valószínű, hogy a térképezett keresztszelvények is hordoznak hibát a korabeli felmérési módszer pontatlansága miatt. A hiba mértékét és eloszlását (pl. járatmagasság függvényében) a profilok újramérésével lehetne meghatározni, de a hiba eloszlása feltételezhetően nem lenne homogén, mivel lennének olyan magas szelvények, amelyeket régen is pontosan mértek, Az eloszlás bizonytalanságból fakadóan ezt a hibát nem építettük be az egyenletekbe, mert lehetséges, hogy a korrekcióval az ellenkezőjét érjük el annak, amit szerettünk volna.

A térmodell előállítása

Egy járatszakasz térfogatmodelljének előállításához először a szakaszhoz rendelt két adatból (*w, h*) egy valószínűségi változó (*V*) segítségével megszerkesztettük a járatszakasz virtuális profilját (*5. ábra*). A profilok szabálytalan négyszögek, amelyek abszolút magassága és szélessége megegyezik a *h*, illetve a *w* aktuális járatszakaszhoz rendelt értékével. Ezek a szabálytalan négyszög alakzatok a 3D gráf adott szegmensével párhuzamosan „kihúzva” egy szabálytalan hasábot alkottak, amelyek a modell alapelemeiként szolgáltak. E komplex műveletet a modellezési környezetben (AutoCAD) futtatható kötegelt parancsfájlok segítségével hajtottuk végre, amelyeket az eredeti adatbázis



5. ábra. A modellezett és a térképezett járatkeresztmetszet összefüggése és viszonyuk a referenciaponthoz (O), mint a relatív koordinátarendszer kezdőpontjához (ALBERT 2008 alapján)
Összefüggések: $w=x_{B3}+x_{J1}$; $h=y_{A2}+y_{F4}$

Figure 5. *Scheme of the generated and the mapped profile of the cave passages, and their relation to the measured reference point (O), as the origin of the relative coordinate system (after* ALBERT *2008)*
Contexts: $w=x_{B3}+x_{J1}$; $h=y_{A2}+y_{F4}$

rekordjainak adataiból koordinátageometriai számításokkal és Visual Basic 6.0 szkriptekkel hoztunk létre. Az AutoCAD szoftverkörnyezet lehetőségeit kihasználva, mind a járatrendszer szakaszait, mind a befoglaló kőzettest különböző morfológiájú és nagyságú modelljét ún. *szilárdtest* (solid) objektumként alkottuk meg. A kötegelt parancsfájl segítségével létrehoztuk a modelltérben a járatrendszer minden elemének geometriai modelljét az átlag *w* és becsült *h* alapján, majd ugyanebben a környezetben kivontuk az átfedő részeket egymásból.

A modellezés során használt eljárás szerint a szabálytalan négyszög sarokpontjainak (*J1, A2, B3, F4*) koordinátái a mérési bázisponthoz (*O*) viszonyított relatív koordinátarendszerben vannak megadva (5. ábra). E relatív koordinátarendszernek az origója tehát az *O* mérési bázispont. A sarokpontok is e koordinátarendszerben vesznek fel *x* és *y* értékeket, amelyek az eredeti járatszélesség (*w*) és járatmagasság (*h*) függvényeként határozhatók meg az alábbi összefüggések szerint:

$$x_{J1} = \frac{w}{2} \quad (1)$$

$$y_{J1} = y_{A2} + \xi \cdot \frac{h}{2} \quad (2)$$

$$x_{B3} = x_{J1} - w = -\frac{w}{2} \quad (3)$$

$$y_{B3} = y_{A2} + \xi \cdot \frac{h}{2} \quad (4)$$

$$x_{F4} = x_{J1} - \xi \cdot w \quad (5)$$

$$y_{F4} = y_{A2} + h \quad (6)$$

$$x_{A2} = x_{J1} - \xi \cdot w \quad (7)$$

Ahol a ξ egy véletlen valószínűségi együttható, amely egyenletes eloszlású a 0–1 intervallumon belül, továbbá amely minden számításnál egyedi, az előzőtől független értéket vesz fel. Láthatjuk, hogy a fenti egyenletek közül hiányzik az y_{A2}, aminek kiszámításához bevezettünk egy valószínűségi változót (*V*), amely normál eloszlású és az aktuális referenciapont magasságát jelöli a barlangjárat aljától számítva. Meghatároztuk, hogy a kiszámítandó (*x*) határértéknél a *V* 90% valószínűséggel kisebb értéket vegyen fel (10), abban az esetben, ha a szórás az abszolút magasság (*h*) 20%-a (9) és a várható érték nulla (8). Azaz feltételeztük, hogy a felmérést végző barlangászok 90%-os valószínűséggel olyan pontokat választottak, amelyeket könnyen elértek, tehát a járat aljzatától a teljes magasság 20%-nál nem voltak magasabban. A számításokban alkalmazott paramétereket a Pál-völgyi-barlang térképezésekor követett térképezési gyakorlatra alapozva határoztuk meg. Más barlangban a körülmények figyelembevételével lehet a paramétereket módosítani.

$$\mathbf{M}(V) = m = 0 \quad (8)$$

$$\mathbf{D}(V) = \sigma = h \cdot 0.2 \quad (9)$$

$$\mathbf{P}(V < x) = F(x) = 0.9 \quad (10)$$

$$F(x) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot \int_{-\infty}^{x} e^{-\frac{t^2}{2 \cdot \sigma^2}} dt \quad (11)$$

$$y_{A2} = -x \quad (12)$$

Az *x* határértéket a normál eloszlás inverz függvényével számoltuk, amely az Excel 2003 táblázatkezelő szoftver beépített alkalmazása. Bár ismert, hogy ez a függvény csak néhány tizedes jegyig ad kellő pontosságot, a mi esetünkben ez több volt, mint elegendő. Tekintve, hogy a referenciapont, mint origó a relatív koordinátarendszerében rögzített helyzetű, a kapott határérték negatívját rendeltük az *A2*-es pont *y* paraméteréhez (12).

A térbeli vektorok, amelyek a háromdimenziós vázmodellt alkotják, irányítottak, mivel a mérés során meghatározták a kezdőpontjukat és a végpontjukat. Ezért az adott szakaszhoz tartozó keretpontok minden esetben ugyanazt a relatív pozíciót veszik fel; *J1* a kezdőpontból a vektor haladási irányába nézve a referenciapont jobb oldalán, *A2* a referenciapont alatt, *B3* a bal oldalán és *F4* fölötte helyezkedik el (5. ábra). A járatkeresztmetszetek a valóságban nem izometrikus, hanem magasságuk tekintetében elnyújtott alakúak. Továbbá megfigyelhető volt, hogy a járatok az aljzat közelében szélesebbek, mint a magasabb régiókban. Ennek okán a (2) és (4) egyenletek formuláiban kikötöttük, hogy a *J1* és *B3* oldalsó keretpontok relatív magassága (*y*-értéke) nem lehet magasabb az alsó pont relatív mélysége (Y_{A2}) és a teljes magasság (*w*) felének összegénél.

A modell megbízhatóságát a kiadott barlangtérkép keresztszelvényeinek (56 db) területére vonatkozó adatok, és a modellezés során, ugyanarra a szakaszra előállított mesterséges keresztszelvények területére vonatkozó adatok összehasonlításával ellenőriztük. A két adatsor korrelációs együtthatójának értéke (*q*) a modellezések alkalmával 0,82–0,86 között változott, ami egyértelműen jelzi, hogy a két adatsor összefügg és feltételezhető, hogy a modellezésből kapott adatok nagyjából 84%-os valószínűséggel valós adatokként értelmezhetőek. Ezt támasztja alá a térképezett és modellezett keresztmetszetek területei közti eltérések összehasonlítása is. Habár a vizsgált 56 helyszínen a kétféle terület eltérése abszolút értékben 25–30% volt, az ebből származó hiba mégis kevesebb, mivel voltak helyek, ahol a modellezett szelvény volt nagyobb a térképezettnél, illetve máshol meg fordítva. A becsült hiba tehát az elté-

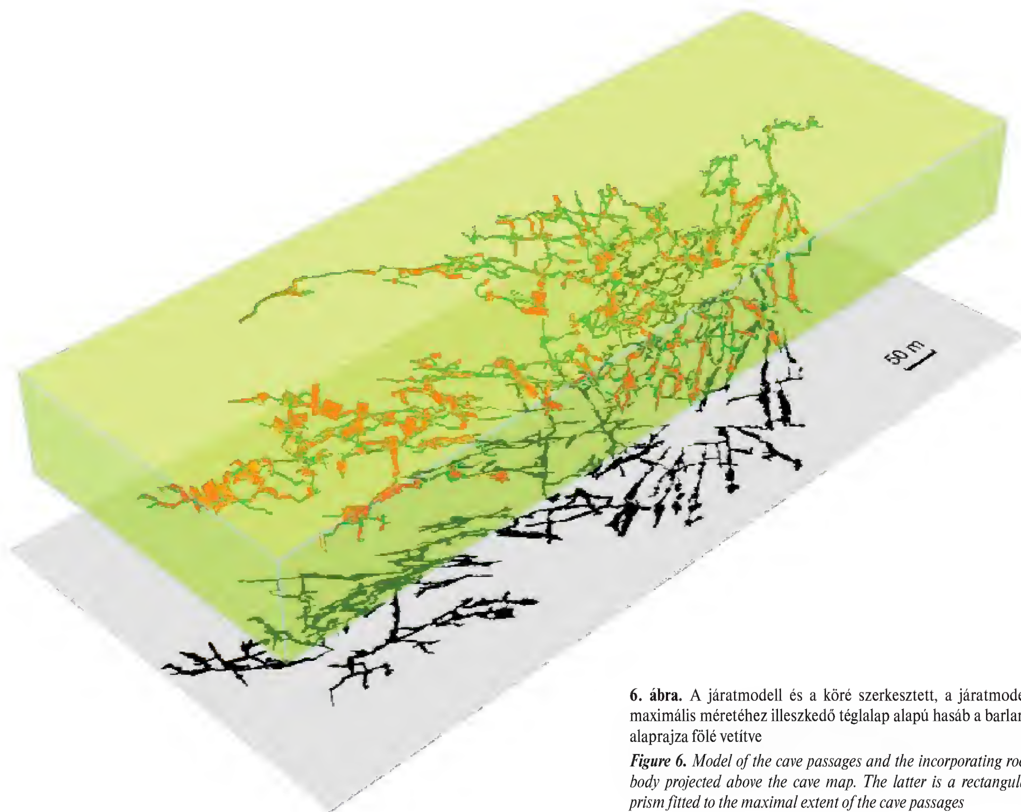
rések relatív mértékével közelíthető, ami konzekvensen 12–14%-nak mutatkozott.

Mivel a barlang térképezésekor csak hagyományos mérőeszközöket, úgymint függőkompasszt és mérőszalagot használtak, a rendelkezésre álló adatok irány- és dőlésszögek és távolságadatok voltak. A bemért referenciapontok koordinátáit szögfüggvények segítségével tudtuk kiszámítani a mérési pont ismert koordinátájából, amelyek az előző mérésben maguk is bemért pontok voltak. Ez egyben azt is jelentette, hogy a barlang járataiban a bejárattól egyre beljebb haladva, szakaszról-szakaszra halmozódnak a mérési hibák. Ezek a hibák legjobban ott figyelhetők meg, ahol a korábban elágazó járatok újra összefutnak a valóságban (hurkok), de a mérési jegyzőkönyv szerint nem. Itt a különböző járatok mérési sora ugyanabban a referenciapontban végződik, de a számított koordinátái a pontnak eltérnek; az eltérés mértéke legjobb esetben 1 m volt, legrosszabb esetben a 15 m-t is meghaladta.

A járatokat kitöltő kőzettörmelék térfogatával nem számoltunk a volumetrikus modell előállításakor. Ahhoz, hogy beépíthessük ezek értékét a matematikai modellünkbe, a törmelék átlagos térfogatának meghatározását célzó helyszíni méréssorozatra lett volna szükség, amelyet a kutatási program során nem tudtunk megvalósítani.

A térmodell vizsgálata

A volumetrikus modellezési módszer kidolgozásának és tesztelésének korai szakaszában, a teljes járatrendszer 25%-os feldolgozottsága mellett az előzetes eredmények a barlangüreg feltűnően alacsony arányát (0,23%) jelezték a befoglaló kőzettest teljes térfogatához viszonyítva. Ebben a fázisban a befoglaló kőzettestet a modellezett járatrendszer kiterjedésének megfelelő téglalap alapú derékszögű hasábként értelmeztük (*6. ábra*), amely a modelltér koordinátarendszerével párhuzamosan helyezkedett el. Irodalmi adatokra (Weber & Bakker 1981, Palmer 1995, Heward et al. 2000) támaszkodóan felállított munkahipotézisünk alapján a hasonló genetikájú karsztos, barlangüregekkel tagolt kőzettestekben a járatok és üregek aránya átlagosan 1–3%-a a maximális befoglaló térfogatnak. Feltételeztük tehát, hogy az első feldolgozás eredményeként kapott alacsony arány növekedni fog, ha módosítjuk a befoglaló kőzettest modelljének geometriáját. Egyrészt a koordinátarendszerrel párhuzamosan elhelyezkedő (ortogonális) és ezáltal a mészkő- és márgarétegek síkjához igazodó járatrendszer természetes morfológiájához nem igazodó szabályos téglatest helyett egy olyan szabályos testtel modelleztünk, amely ezeknek a szempontoknak jobban megfelel. Ez egy 75 m vastag, DK felé 166° azimut irányba 15 fokkal dőlő szabályos test volt (*7. ábra*), amelyhez

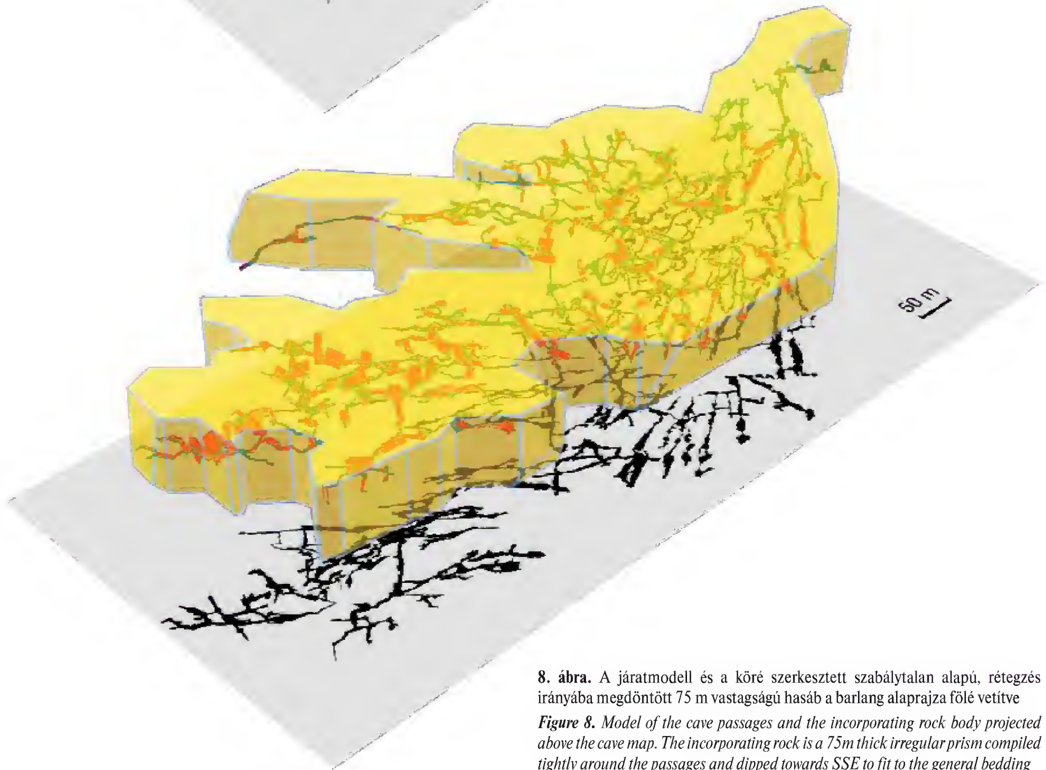


6. ábra. A járatmodell és a köré szerkesztett, a járatmodell maximális méretéhez illeszkedő téglalap alapú hasáb a barlang alaprajza fölé vetítve

Figure 6. *Model of the cave passages and the incorporating rock body projected above the cave map. The latter is a rectangular prism fitted to the maximal extent of the cave passages*

7. ábra. A járatmodell és a köré szerkesztett szabályos alapú, rétegzés irányába megdöntött 75 m vastagságú hasáb a barlang alaprajza fölé vetítve

Figure 7. *Model of the cave passages and the incorporating rock body projected above the cave map. The incorporating rock is a 75m thick rectangular prism dipped towards SSE to fit to the general bedding*



8. ábra. A járatmodell és a köré szerkesztett szabálytalan alapú, rétegzés irányába megdöntött 75 m vastagságú hasáb a barlang alaprajza fölé vetítve

Figure 8. *Model of the cave passages and the incorporating rock body projected above the cave map. The incorporating rock is a 75m thick irregular prism compiled tightly around the passages and dipped towards SSE to fit to the general bedding*

viszonyítva a modellezett járatok aránya továbbra is a vártnál alacsonyabb maradt. Másrészt a szabályos alakzat helyett megpróbálkoztunk a járatok által elfoglalt térrész szabálytalan vonalát követő térbeli alakzatokkal is ortogonális, illetve kibillentett helyzetben (*8. ábra*). Ez utóbbi megközelítés sem igazolta a munkahipotézisünket (*II. táblázat*).

rel csökkenthető annak az esélye, hogy ismeretlen járatok is a modellezett térrészben legyenek. Ezek a kisebb alakzatok szabályos, 50 m élhosszúságú kockák voltak (*9. ábra*) úgy elhelyezve, hogy tartalmazzanak járatokkal sűrűn és ritkán behálózott térrészt is, de követelmény volt, hogy legalább egy barlangjáratott tartalmazzanak. A kisebb kőzettestek elemzésből kapott térfogatarányok átlaga feltételezésünk

II. táblázat. A Pál-völgyi-barlang üregeinek térfogatarányai a térmodell különböző elemzési módszerinek függvényében

Table II. *Cavity rates of the Pál-völgy Cave as the function of the analyzing method of the volumetric model*

Befoglaló kőzet geometriai modellje / *Geometric model of the incorporating rock*	A befoglaló kőzet modelljének térfogata / *Volume of the incorporating rock model* (V_t) [m³]	Üregek aránya / *Rate of cavity* (a_t) [%]	Járatok térfogata / *Volume of the cave passages* (V_j) [m³]
Teljes kőzettest (ortogonális hasáb) / *Total rock volume (rectengular prism)*	38 078 434,5	0,19	72 694,04
Elforgatott hasáb / *Rotated rectangular prism*	25 886 250	0,28	72 694,04
Elforgatott szabálytalan test / *Rotated irregular prism* *	13 380 981,4	0,54	72 694,04
50 m él-hosszúságú kocka / *Cubic model* **	125 000	1,46***	1 826,65

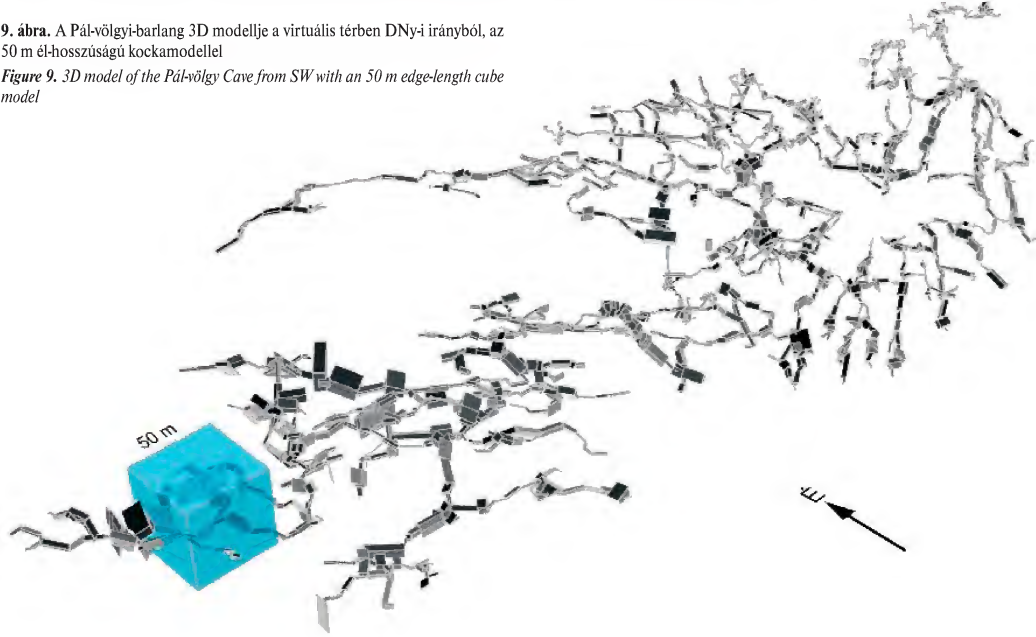
*A szabálytalan körvonalú test, a járatokat a lehető legkisebb ráhagyással foglalja magába. – *The irregular prism is compiled tightly around the passages.*

**A 22 db kockamodell átlaga. – *Average of 22 cubic model.*

***A későbbi számításokban a_e azaz „etalon" térfogatarányként szerepel. – *Applied as an etalon rate of volume a_e in the equations.*

Felmerült, hogy az elméleti üregtérfogat-értékeket azért nem kapjuk meg a számítások eredményeként, mert a rendelkezésünkre álló adatok csak az eddig ismert de nem a teljes, valóságban létező járatrendszert foglalják magukba. Ezért a teljes rendszert lefedő és magába foglaló kőzettest-alakzatok mellett a modellezett barlangjáratokat metsző kisebb kőzettestek statisztikai elemzését is elvégeztük. Mivel a kisebb kőzettestek csak egy-egy járatot és annak közvetlen környezetét foglalják magukba, ezzel a módszerrel csökkenthető annak az esélye... szerint a nem feltérképezett járatokra is vonatkoztatható, ezért a *nem modellezett* járatok mennyiségére és térfogatára vonatkozó számításokban „etalonnak" tekinthető térfogati arányként (a_e) szerepel (l. II. táblázat utolsó sora).

A kockák orientációja a koordinátarendszerrel párhuzamos volt, de elvi szempontból bármilyen lehetett volna, mivel a barlangrendszert befoglaló márga és mészkőréteg vastagsága mindenképpen meghaladta volna a kocka testátlójának hosszát (86,6 m). A mészkőréteg irodalmi



9. ábra. A Pál-völgyi-barlang 3D modellje a virtuális térben DNy-i irányból, az 50 m él-hosszúságú kockamodellel

Figure 9. *3D model of the Pál-völgy Cave from SW with an 50 m edge-length cube model*

forrásból (CSÁSZÁR 1997) ismert hozzávetőleg 100 m-es vastagsága indukálta a blokk méretének megválasztását is, ugyancsak szem előtt tartva a lehetséges orientációk közül azt, mikor a kocka testátlója a rétegzésre merőleges helyzetben van. Az 50 m-es élhosszúságú blokk még kényelmesen belefér, de egy 60 m-es szabályos blokk, 103,9 m-es testátlóval már nem.

A teljes barlangot befoglaló kőzettest modellekkel ellentétben a kis blokkokkal történő modellezés igazolta a munkahipotézisünket (II. táblázat). A kapott eredmények alapján a kőzettestet 0,52–2,82%-ban, átlagosan 1,46%-ban töltötte ki a modellezett járattérfogat.

Az általunk használt munkahipotézis valószínűségeinek kiszámításakor az arányérték jelölésére egy normál eloszlású valószínűségi változót vezettünk be. Megállapítottuk, hogy 66% annak a valószínűsége, hogy a barlangjáratok arányára a befoglaló kőzet térfogatához viszonyítva 1%-nál nagyobb értéket kapjunk, és 91%-os valószínűséggel 3%-nál kisebb ez az arány; munkahipotézisünk tehát 57% valószínűséggel beigazolódott. Fontosabb volt számunkra azonban az, hogy az átlagérték (1,46%) beleesett a meghatározott tartományba. Ez egyben az „etalon” térfogati aránynak (a_e) is tekinthető.

A porozitási modell

A Pál-völgyi-barlanghoz közeli kutatófúrásokban (Vh–1, L–VIII, Kp–1) végzett vizsgálatok alapján a barlangot alkotó mészkő és mészmárga porozitása átlagosan 5–10%, maximálisan 25% körül van (KLEB et al. 1993 JUHÁSZ et al. 2007), amely a fúrómagból vett minták kőzettani elemzéséből adódott. Mivel a fúrások által harántolt képződmények megegyeznek a Pál-völgyi-barlang járatait magukban foglaló képződményekkel és a kőzeteket ért utólagos hatások is — a földrajzi közelségből adódóan — hasonlóak lehettek, ezért hipotézisünk szerint ez az érték vonatkoztatható a barlang melletti kőfejtőben bányászott kőzetre is. A Pál-völgyi-barlang tektonikus vonalak mentén kialakult járatai alapján feltételezhető, hogy a kőzeteket ért utólagos hatás nemcsak a makroszkópos üregrendszert hozta létre, hanem feltételezhetően befolyásolta a kisebb léptékben észlelhető (mezo- és mikro-) porozitást is. Munkahipotézisünk szerint a fúrásokban észlelt porozitás is nagyobbrészt a kőzet utólagos oldódásából és kisebb részben a kőzet eredeti porózus szerkezetéből adódik. A barlangot befoglaló karbonátos kőzetek porozitásának másodlagos, tehát a kőzetté válás (diagenezis) után való bekövetkezését a barlang melletti kőfejtőben mérhető repedéshálózat és oldódási jelenségek mennyiségi vizsgálatával és térbeli modellezésével szándékoztuk igazolni oly módon, hogy a modellezés eredményeként kapott adatot a fúrásokban mérhető porozitásértékekkel összevetettük.

Amennyiben a modellezésből kapott értékek megfelelnek a kútvizsgálatból származó értékeknek, vagy azoktól csak kis mértékben térnek el, hipotézisünket helytállónak tekinthetjük azzal a kitétellel, hogy a mikro- és makroméretekből származó porozitás együttes jelenségként való értelmezéséből kapott eredményeket csak közelítő és irányadó eredménynek lehet tekinteni.

A másodlagos porozitást befolyásoló tényezők meghatározása

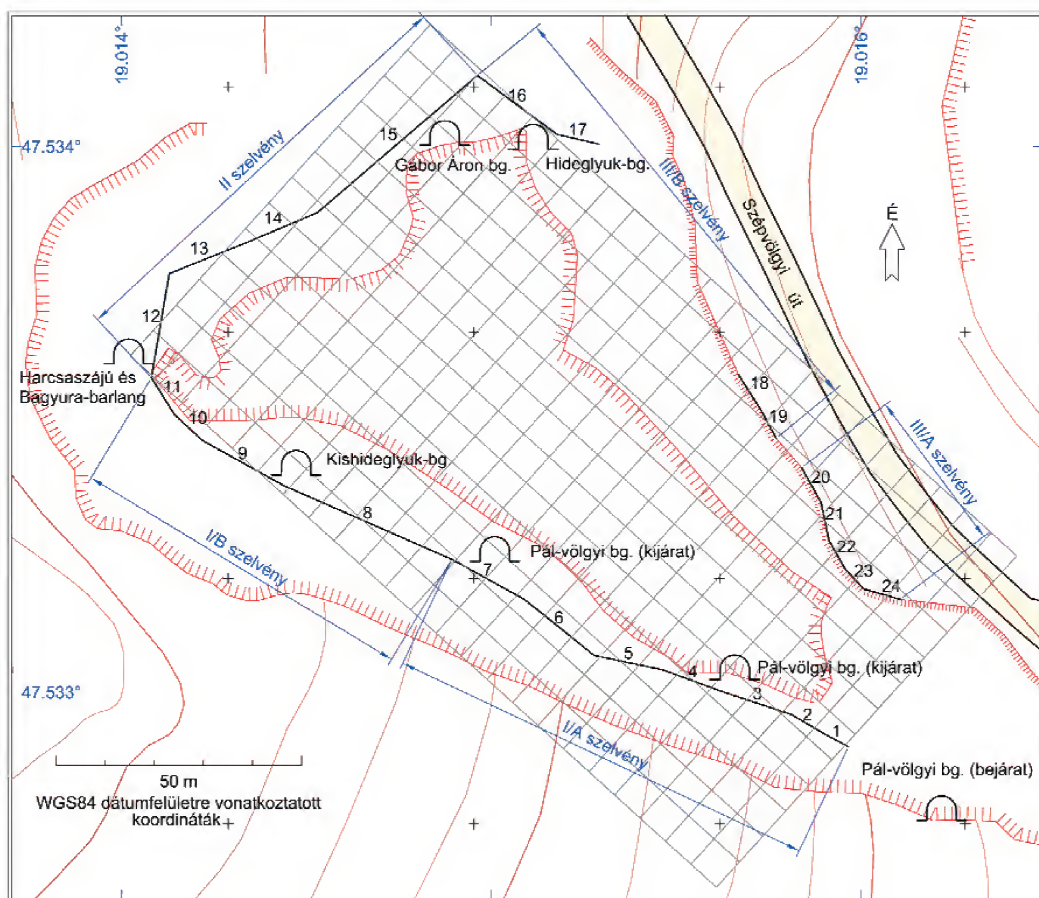
A másodlagos porozitás meghatározásának első lépéseként a barlang melletti kőfejtő csupasz sziklafalairól fényképeket készítettünk. A fényképek állványon elhelyezett kamerával (Canon Powershot G5), rögzített fókusztávolsággal, egymással 40%-os átfedésben készültek, így összeillesztésük viszonylag torzításmentesen megoldható volt (JUHÁSZ et al. 2007). Az összeillesztés után öt folytonos szelvényt kaptunk (IA, IB, II, IIIA, IIIB) amelyek a kőfejtő három oldalát (a negyedik nyitott) fedték le (*10. ábra*).

Az észlelési területet, és egyben szelvények fotómozaikjait 24 blokkra osztottuk fel, amelyek mindegyike 5–7 m magas és átlagosan 14 m hosszú volt. A felosztás a jellemző földtani bélyegek alapján történt és öt kategóriába

III. táblázat. A különböző porozitású kőzetkategóriák felosztásának kritériumai az előforduló földtani bélyegek alapján és az egyes kategóriák porozitásértékei (JUHÁSZ et al. 2007 nyomán)

Table III. *Criteria of the division of different rock categories based on the geological markers, and the porosity values of each category (after* JUHÁSZ *et al. 2007)*

	Kategóriák / Categories:	1	2	3	4	5
Földtani bélyegek / *Geological markers*	Rétegződés / *Stratification*	x	x	x	x	x
	Fejlett repedésrendszer / *Well developed fracture pattern*	x	x	x	x	x
	Oldódási üregek / *Solution cavities*	-	x	x	x	x
	Kürtők / *Cupolas*	-	-	x	x	x
	Rétegmenti oldódási nyomok / *Solution along stratification*	-	-	-	x	x
	Nagyobb üregek, barlangok / *Caves, larger cavities*	-	-	-	-	x
Porozitás arány raszteres képelemzésből / *Rate of porosity calculated from raster analysis*		2,2%	4,20%	7,60%	10,10%	13,50%



10. ábra. A vizsgált sziklafalak szelvényeinek, a 24 db blokknak, valamint a szabályos rácshálónak a helyzete a Pál-völgyi-barlang kőfejtőjében
A háló egyes celláinak élhossza 7 m, hosszanti oldalának iránya 132.1827° (ALBERT 2009a alapján)

***Figure 10.** Location of the measured sections, the 24 individual blocks and the calculated grid relative to the Pál-völgy Quarry*
Each cell of the grid is a regular cube with 7m edge-length. The direction of the grid is 132.1827° (based on ALBERT 2009a)

sorolta a blokkokat. Az egyes kategóriák a repedések számában, oldódási nyomok előfordulásának gyakoriságában a réteglapon, illetve a repedések mentén, valamint a kürtők és üregek előfordulásának gyakoriságában különböztek egymástól (*III. táblázat*).

A helyszínen észlelt 2 cm átmérőnél szélesebb repedéseket és a 10 cm átmérőnél nagyobb oldási jelenségeket a fotómozaikokon is berajzoltuk. Ez a mérethatár az, amely fölött a fotókon még könnyen azonosíthatók voltak a terepen észlelt földtani objektumok. A fotómozaikra átrajzolt objektumokat raszteres képfeldolgozó programmal (Adobe Photoshop) elemeztük, amelynek célja az objektumok által lefedett terület és a teljes kőzetfelületarányának meghatározása volt.

A raszteres képelemző eljárás két fázisból állt. Először az egyes szelvények (fotómozaikok) méretarányos térképét rajzoltuk meg kvázi-területtartó vetületben. Ennek alapja a fotómozaik volt, amit a lefotózott méterrúdon észlelhető torzulás alapján kiegyenlítettünk. Második lépésben a térképet raszteres képpé alakítottuk át, és a tartalmát úgy redukáltuk, hogy csak a törések és az oldódási jelenségek grafikus tartalma szerepeljen rajta. E folyamat végén egy kéttónusú (fekete-fehér) raszterképet kaptunk, amelyben a sötét pixelek az észlelt földtani tartalmat hordozták. Minél szélesebb volt eredetileg egy repedés, vagy üreg, annál több sötét pixel volt szükséges a megjelenítéséhez. A repedésekkel sűrűn átjárt felületeken a sötét pixelek aránya is nagyobb volt.

A sötét pixelek száma a világosan maradtakéval arányba állítva megadta a felületen észlelt másodlagos porozitást egy adott területen. Végül a különböző kategóriákba sorolt blokktípusokon végzett mérések középértéke alapján meghatároztuk a kategóriákra jellemző porozitásértékeket (III. táblázat).

A pórustérfogat meghatározása

Annak érdekében, hogy kiszámítsuk a másodlagos porozitás által elfoglalt térfogatot a Pál-völgyi-barlang kőfejtőjének falain meghatározott (2D) értékek alapján, egy szabályos térhálót illesztettünk a kőfejtő virtuális modelljére (10. ábra). A térháló minden eleme (voxelje[2]) egy-egy típust képviselt az 5 megállapított kategória közül. A különböző típusok térbeli eloszlását aszerint modelleztük, hogy a feltérképezett sziklafalakon milyen arányban fordultak elő.

A térháló orientációját a sziklafalak szelvényeinek felülnézeti, ortogonális vetületben ábrázolt vektoraiból számított eredő vektor ($\underline{E}$) iránya adta meg, amely *132.1827*°-nak adódott. A három szelvény (I, II. és III.) közül kettőnek (I. és III.) nagyjából az eredő vektor irányával párhuzamos ÉNy–DK-i, egynek (II.) pedig DNy–ÉK-i csapása volt. Mivel olyan szabályos térhálót terveztünk előállítani, amelynek egy pontjából kiinduló élek egymásra merőlegesek (tehát *izotróp* térháló modellt), a DNy–ÉK-i csapású szelvény vektorait a számítások során 90°-kal elforgattuk.

A voxelek izometrikus szabályos térhálómodellben kockákként értelmezhetőek, amelyek méretét úgy határoztuk meg, hogy méterben megadott természetes (pozitív egész) szám legyen. A megfelelő él-hosszúság (U) kiszámításához a blokkoknak az eredő vektorra ($\underline{E}$) vetített hosszúságát (L') használtuk fel (*IV. táblázat*). A számítás a vetített hosszúságnak (L') a voxel élhosszúságával (U) való osztásából származó eredmény egészre kerekített értékén alapszik.

$$d = \left| \left[\frac{L'}{U} \right] - \frac{L'}{U} \right| \qquad (13)$$

Ezt az értéket kivonva a vetített hosszúságnak (L') az élhosszúsággal (U) való osztásából származó nem kerekített értékéből 1 és –1 közé eső számot kaptunk. Egyrészt a kerekített és nem kerekített értékpárok egymásból történő kivonásából származó különbségek abszolút értékére (d) voltunk kíváncsiak, mivel ezek adták meg, hogy az adott élhosszúságú (U) voxel alkalmazása mekkora hibát eredményezne. Másrészt a kerekített értékek megadták, hogy az adott élhosszúság alkalmazásával egy-egy blokkhoz hány voxel rendelhető.

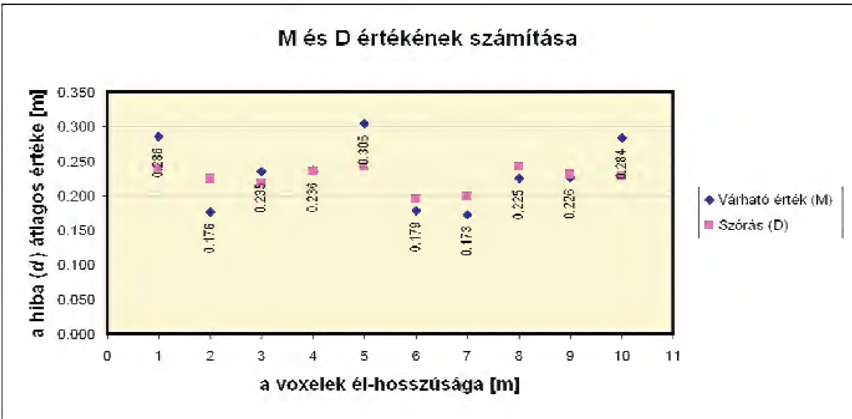
4. táblázat. A kőfejtő három szelvényének egyes kőzetblokkjaihoz tartozó vektor-irányok, abszolút hosszúságuk, valamint az eredő vektorra vetített hosszaik (L')

Table 4. *Vector directions, absolute length and projected length (L') data of the observed blocks on the three walls of the Pál-völgy Quarry. DNy=South-west; ÉNy=North-west; ÉK=North-east*

Blokk száma	Szelvény	Kategória	Azimut (°)	Hossz (m)	Vetített hossz (L')* (m)
1	I. - DNy	1	297,94	5,593	5,421
2	I. - DNy	2	300,57	7,729	7,571
3	I. - DNy	1	288,18	14,539	13,282
4	I. - DNy	3	290,09	13,205	12,236
5	I. - DNy	3	281,86	14,218	12,273
6	I. - DNy	4	308,75	18,358	18,325
7	I. - DNy	5	298,88	16,724	16,275
8	I. - DNy	3	293,67	37,453	35,514
9	I. - DNy	5	299,02	18,909	18,412
10	I. - DNy	3	312,87	7,704	7,704
11	I. - DNy	3	328,09	8,814	8,476
12	II. - ÉNy	5	9,73	21,476	18,122
13	II. - ÉNy	3	68,08	17,281	15,545
14	II. - ÉNy	2	67,15	15,317	13,885
15	II. - ÉNy	5	49,38	42,930	42,591
16	III. - ÉK	5	126,63	20,103	20,009
17	III. - ÉK	3	103,24	8,804	7,704
18	III. - ÉK	2	147,47	8,413	8,116
19	III. - ÉK	4	151,69	6,547	6,171
20	III. - ÉK	3	150,84	8,211	7,780
21	III. - ÉK	1	168,20	7,873	6,368
22	III. - ÉK	4	150,55	6,522	6,189
23	III. - ÉK	3	137,24	5,631	5,610
24	III. - ÉK	2	105,86	7,706	6,907

*Az eredeti vektorok képét a DNy-i és ÉK-i szelvényeken 132.1827° irányú vektorra, az ÉNy-i szelvényen 222.1827° irányú vektorra vetítettük. –*The length of the projection of the original vector on the calculated origin vectors with 132.1827° or 222.1827° (NW wall) azimuth.*

[2] A voxel térmodellezésben használt kifejezés angolszász nyelvterületről származik a volume = térfogat és pixel (azaz picture element) = képpont szavak összetételéből.



11. ábra. A hiba (d) várható értékének (M) és szórásának (D) számítása 24 kőzetblokk vetített hosszainak és a voxelek különböző élhosszúságának figyelembevételével

Figure 11. *Calculation of the mean value (M) and the distribution (D) of the differences derived from the comparison of the projected length of 24 blocks and given cell unit sizes*

Az élhosszúságokat 1-től 10 méterig terjedő skálán megadva a számításokat mind a 24 blokkra elvégeztük és meghatároztuk a különböző méter értékekhez tartozó hiba (*d*) szórását (*D*) és várható értékét (*M*). Az eredmények alapján a 7 m élhosszúságú voxel felelt meg leginkább, mivel ebben az esetben mind a szórás, mind a várható érték kedvezően alacsony volt (*11. ábra*); ezért ezt az értéket választottuk ki a térháló éleinek méreteként.

A rácsháló hossza és szélessége a DNy-i illetve az ÉNy-i szelvény blokkjaihoz rendelt voxelek számából adódott. A délnyugati oldalon ez a szám 23 volt, tehát a szabályos térháló hossza 23·7, azaz 161 m-nek adódott. Az északnyugati oldal 4 blokkjához 13 voxel rendelhető, azaz a háló szélessége 91 m. Mivel izometrikus modellel dolgoztunk a voxelek magassága is 7 m volt, ami egyezett a blokkok átlagos magasságaként meghatározott értékkel (5–7 m). A kőfejtőt reprezentáló szabályos térháló modell teljes térfogata (161·91·7) tehát 102 557 m^3. Az öt különböző porozitási kategóriának a kőfejtő falain megfigyelt eloszlását figyelembe véve meghatároztuk az egyes kategóriák százalékban kifejezhető részarányát (*V. táblázat*).

A kategóriák eloszlása minden falon (szelvényen) különböző volt, mivel azonban az 1 és 4 kategória az ÉNy-i falon egyáltalán nem jelent meg, természetes térbeli elhelyezkedésüknek megfelelően nem tudtuk a voxelekhez megbízhatóan hozzárendelni az egyes kategóriákat. Emiatt a kőfejtő térmodelljében a kategóriák szelvényeken megfigyelt összesített arányértékeit (l. V. táblázat utolsó sora) vettük csak figyelembe, és ezekből az adatokból kiindulva a 2D eloszlást a 23·13, azaz 299 szabályos kockából álló 3D rácsra vetítve kiszámítottuk az öt kategóriához rendelhető voxelek számát.

Első lépésben az egyes porozitási kategóriához rendelt voxelek térfogatát számítottuk ki, majd a kapott eredményt megszoroztuk az adott kategóriához tartozó porozitásértékkel, amelyet a raszteres képelemzés során határoztunk meg (*VI. táblázat*).

Az eredmények azt mutatták, hogy a Pál-völgyi-barlang kőfejtőjében a másodlagos porozitás 9,183%. Az eredeti hipotézisünket tehát, miszerint a kútvizsgálatok során megállapított 5–10%-os porozitás nagyrészt a repedések és karsztos oldódások során keletkezett, a modellezés eredménye alátámasztotta.

V. táblázat. Különböző porozitási kategóriákba tartozó blokkok eloszlása a kőfejtő dokumentált sziklafalain

Table V. *Distribution and rates of each type of block category observed on the three main walls of the Pál-völgy Quarry*

Kategóriák / *Categories:*	1	2	3	4	5	Össz. / *Total*
DNy-i fal blokkjai (db) / *Blocks of the SW wall (pcs.)*	3	1	11	3	5	23
(%)	*13.043*	*4.348*	*47.826*	*13.043*	*21.739*	*100*
ÉK-i fal blokkjai (db) / *Blocks of the NE wall (pcs.)*	1	2	3	2	3	11
(%)	*9.091*	*18.182*	*27.273*	*18.182*	*27.273*	*100*
ÉNy-i fal blokkjai (db) / *Blocks of the NW wall (pcs.)*	0	2	2	0	9	13
(%)	*0.000*	*15.385*	*15.385*	*0.000*	*69.231*	*100*
Összes (db) / *Total (pcs.)*	**4**	**5**	**16**	**5**	**17**	**47**
Összes / *Total* **(%)**	*8.511*	*10.638*	*34.043*	*10.638*	*36.170*	*100*

VI. táblázat. A másodlagos porozitás térfogatának porozitási kategóriánkénti értékei a Pál-völgyi-barlang kőfejtőjének térmodelljében
Table VI. *Volumes of the secondary porosity of each category of the 3D model of the Pál-völgy Cave Quarry*

Kategóriák / Categories:	1	2	3	4	5	Össz. / Total
Voxel [db./ pcs.]	25	32	102	32	108	299
[%]	*8.511*	*10.638*	*34.043*	*10.638*	*36.170*	*100*
Térf. / Volume [m³]	8575	10976	34986	10976	37044	102557
Pórus tf. / Pore volume [m³]	188.65	460.992	2658.936	1108.576	5000.94	9418.094
Pórus tf. / Pore volume [%]*	*2.2*	*4.2*	*7.6*	*10.1*	*13.5*	*9.183*

*A raszteres képelemzés módszerével meghatározott értékek. – *Percentages from the raster image analysis.*

A kőfejtő 3D modelljének porozitására vonatkozó számítások során figyelembe kell vennünk, hogy a kőbányászat felhagyását a kőzet üregessége és porozitása okozta elsősorban, így a falakon mért arányok nem feltétlenül voltak érvényesek a kitermelt kőzetre is; a modellezéssel meghatározott másodlagos porozitás valószínűleg alacsonyabb volt a kitermelt térfogatban.

Mivel az 5-ös porozitási kategória magába foglalja a nagyobb üregeket (barlangokat) is, a kategóriához rendelhető porozitásérték (13,5%) jelentős hányadát ezek tehetik ki. A volumetrikus modellezés során meghatározott 1,46% üregtérfogat azonban a befoglaló kőzettest osztatlan egységéhez viszonyított arányt tükrözi. E kőzettest elméletileg a kőfejtőben meghatározott öt kategóriát képviseli. A kétféle modellezésből származó, egymástól független értékekkel ellenőrző számításokat végeztünk, hogy a raszteres képelemzés során megállapított, 4-es és 5-ös porozitási kategóriához tartozó arányok (10,1% és 13,5%) különbsége (3,4%), amely definíciónk szerint a nagyobb üregekhez rendelhető, egyezik-e a volumetrikus modellezés üregtérfogat arányának a kőfejtő rácshálómodelljére vetített értékével.

Ahhoz hogy elkülönítsük az üregek arányát az 5-ös porozitási kategórián belül, először kiszámítottuk az üregek arányát a teljes kőfejtőmodell térfogatán belül (102557·0,0146 = 1497,332 m³ ± 194,855 m³), majd megvizsgáltuk az eredményt az 5-ös kategóriához tartozó térfogathoz viszonyítva (1497,332/37044 = 0,04042). A kapott eredmény, a volumetrikus modell 13%-os bizonytalanságával, 4,04% ±0,52%-nak adódott, ami elfogadható mértékben megfelel a raszteres képelemzéssel megállapított értéknek. Ez elsősorban azért jelentős, mert ezáltal a volumetrikus modellezés új, nagyrészt elméleti megközelítésen alapuló módszerét helyszíni vizsgálatokból származó eredményekkel igazoltuk.

A modellezés eredményei

A volumetrikus modellezés során 2117 járatszakaszt dolgoztunk fel és állítottuk elő a virtuális modelljét a modelltérben, amelyek hossza (L_j) 12 177 m volt. A modell alapján a barlang járatainak térfogata (V_j) kerekítve 72 700 m³, ami közelítőleg a Pál-völgyi-barlang — a Mátyás-hegyi-barlangtól elkülönített — ismert járatrendszerének 94%-ára vonatkoztatható érték. A fennmaradó 6%-ot a barlang távoli, kevéssé ismert részein található járatok tették ki, amelyek magasságára a hozzáférhető térképek és jelentések alapján nem tudtunk becslést adni, így a modellbe sem kerültek be.

A statisztikai elemzésből nyert, és irodalmi adatokkal is alátámasztott „etalon" térfogatarányt a korábban ismertetett 13%-os átlagos hibahatár mellett elfogadhatónak tartjuk. A barlang melletti kőfejtőben végzett mérésekből származtatott porozitási modell eredményei szintén alátámasztották a volumetrikus modellezéssel kapott eredményt. Ezek alapján a Pál-völgyi-barlang üregeinek aránya a befoglaló Budai Márga Formáció és Szépvölgyi Mészkő Formáció rétegei által alkotott kőzettestben 0,52–2,82%, átlagosan 1,46 ± 0,19%-ban adható meg. A befoglaló kőzettest teljes, utólagos oldódásból származó porozitása pedig 2,2–13,5%, átlagosan 9,2%.

A barlangot jól ismerő barlangászok elmondása szerint számos olyan része van a barlangnak, ahol a kutatás a beomlott sziklák és az erősen töredezett kőzetek miatt túl veszélyes, vagy annyira szűk rések vannak, hogy a feltárás eddig nem volt lehetséges. Ezek a zónák többnyire a járatrendszer geometriájának kialakulásáért felelős törési síkok találkozásánál helyezkednek el, és a megközelíthetelenségük miatt a barlang térfogata ezeken a részeken jelenleg nem modellezhető.

Nagyon valószínűnek tartjuk, hogy ezek a kevéssé feltárt összetöredezett zónák méretükben talán nem, de mennyiségükben jelentős üreget tartalmaznak. Erre utal az is, hogy a teljes barlang területére felállított kőzettestmodellekben (I. a II. táblázat 1–3 sora) az üregek aránya a vártnál jóval kisebb volt, viszont a kis térfogatra számolt statisztikai elemzés a várt értékeket adta (II. táblázat utolsó sora).

A barlang nem modellezett járatainak térfogatára (V_i) a teljes befoglaló kőzettest (V_t) és a járatok térfogatának százalékban kifejezett arányából (a_t), illetve a barlang ismert járatainak és az egyedi járatok nagyságrendjébe tartozó befoglaló kőzettestek térfogatának „etalon" arányából (a_e) lehetett következtetni (l. 14. egyenlet). A nem modellezett járatok térfogatából ugyanezen járatok hosszára (L_i) is lehet aránypárt felállítani a modellezett járathossz (L_j), illetve a nem modellezett (V_i) és a modellezett járattérfogat (V_j) ismeretében (l. 15. egyenlet).

$$V_i = \frac{(a_e - a_t)\cdot V_t}{100} \qquad (14)$$

$$L_i = L_j \cdot \frac{V_i}{V_j} \qquad (15)$$

A modellben nem szereplő járatok nagyságát a teljes modellezett járatrendszert befoglaló minimális kőzettest modellel vizsgáltuk (II. táblázat harmadik sora). Ez a befoglaló test 13 380 981 m³ térfogatú (V_t) volt és a modellezett barlangtérfogat 0,54%-ban (a_t) töltötte ki.

A volumetrikus modellezés első fázisában, a teljes kőzettesttel végzett számítások során kapott alacsony üregtérfogat olyan feltételezésekre ad okot, amelyek igazolása a barlang további feltárására ösztönözhet. Ha feltételezzük, hogy az etalonnak tekintett üregtérfogati arány (1,46%) fennáll a teljes befoglaló kőzettestre, akkor a (14) egyenletbe behelyettesítve a megfelelő értékeket, kiderül, hogy a modellezett járattérfogatot csaknem kétszeresen meghaladó (122 845 m³) üreg rejlik feltáratlanul a jelenleg ismert járatok közvetlen közelében. A jelenleg ismert 12,8 km hosszú járatrendszer pedig csak a teljes hossz harmada, mivel a (15) egyenlet alapján az ismert járatok közvetlen szomszédságában és a köztes térben 20,6 km járat feltételezhető.

A modellezés és az abból levezethető becslések alapján tehát a Pál-völgyi-barlang teljes térfogata — a Mátyás-hegyi-barlang nélkül — közel 200 000 m³-re és hossza 33 km körülire tehető. Ez a Mátyás-hegyi-barlang és a Pál-völgyi-kőfejtőből nyíló többi barlang (10. ábra) ismert járataival együtt[3] minimum 44 km hosszú barlangrendszert jelent.

Diszkusszió

A barlangok — és különösen a karbonátos kőzettestekben kialakult üregek — térfogatának modellezése évtizedek óta napirenden lévő téma, mivel utóbbiak mélyebb helyzetben potenciális tárolóteret jelentenek. Mindeddig kevés módszer bizonyult elég megbízhatónak, és ezek oka a barlangok esetében elsősorban az adathiány. A barlangok térfogatának meghatározására irányuló kísérletek általában aktív barlangfelmérésekből készült modelleket elemeznek. A felmérés határozott célja ilyenkor a 3D modell előállítása (pl. KINCAID 2000, PACHOS 2008) így több a mérési pont és a modell kellően részletes felbontású. Az adatokat ma már modern geodéziai műszerekkel gyűjtik, ezért a mérési hibák is jóval kisebb szerepet játszanak, mint a mérőszalagos felmérések idejében. Ezzel a módszerrel tehát viszonylag pontos eredmény adódik a térfogatra, de nem alkalmas az archív adatok feldolgozására szemben azzal, amely a cikkben bemutatásra került.

Az üreg- és pórustérfogat modellezési módszerek változatosságát mutatja, hogy míg HEWARD et al. (2000) a fúrómagok tomográfiai vizsgálatával, majd a tomográfiai képek elemzésével, KINCAID (2000) a járatok talpának és főtéjének együttes felületmodellezésével és a felületek közti tér kiszámításával, próbálta meghatározni a térfogatot addig a digitális korszakot megelőzően Jakucs L. illetve Horváth J. saját felméréseik alapján (JAKUCS 1948, HORVÁTH 1965) valódi gipszmakettet készítettek. HORVÁTH (1965) által közölt térfogatszámítások módszerét nem, csak eredményét ismerjük a Szemlő-hegyi-barlangból. A látható porozitás meghatározására általunk használt raszteres képelemzés módszeréhez hasonlóan MANDA & GROSS (2005) is 2D képekből indultak ki a térbeli porozitás megállapításakor. Esetükben a kép egy kis tesztterületről (25 m-es fúrásból) készült optikai lyukfal-televíziós kép volt. Eredményeik, nagy szórással 10–48% közötti porozitásértéket adtak. HEWARD et al. (2000) egy összetett genetikájú hévízzel és meteorikus vizekkel egyaránt oldott, tektonikusan preformált karsztot vizsgáltak, amelyben több fúrásból 0–16,8% porozitást mértek a fúrómagokon. Mindkét eredmény összevethető az általunk meghatározott átlagos porozitással (9,2%), illetve a különböző porozitási kategóriák által meghatározott tartománnyal (2,2–13,5%).

Barlangtérfogat meghatározására egyéb módszerek is léteznek, amelyek azonban már sem a térinformatika, sem a 3D modellezés tárgykörébe nem tartoznak. Ilyen pl. a barlangon belül és kívül végzett légnyomásmérés, illetve a barlang bejáratánál mért légáramlás sebességének mérése alapján végzett térfogatszámítás, ami az egy bejárattal rendelkező barlangok esetében alkalmazható. A világ egyik legnagyobb barlangrendszerének, a Dél-Dakota állam béli *Wind Cave* és *Jewel Cave* üregtérfogat arányát is ezzel a módszerrel becsülték meg (CONN 1966). A barlangrendszert befoglaló kőzettest porozitása 10–30%-nak adódott, ami a Pál-völgyi-barlang melletti kőfejtőben végzett porozitásvizsgálat eredményeivel ugyancsak összevethető. Az összevetést itt is indokolja a hasonló genetika, mivel a dél-dakotai barlangrendszer is hévizes eredetű, illetve hévíz és karsztvíz keveredésének oldó hatására alakult ki tektonikus vonalak mentén (BAKALOWICZ et al 1987).

A Pilisben található Sátorkő-pusztai-barlang felmérése és gipsz modelljének elkészítése az egyik első térfogatmodell volt (JAKUCS 1948), amelyhez kapcsolódóan JAKUCS (1984) általános irányelveket is kidolgozott a karsztos üreg tározóterek kísérleti modelljének elkészítéséhez. Ezek a modellek elsősorban szabályos térhálóval (voxel) közelítették az üregek valódi geometriáját. Jelen tanulmányban a porozitási modell kidolgozására ugyancsak szabályos térháló modellt hoztunk létre, azonban ez a modell nem tükrözi a pórusok valódi geometriai elhelyezkedését, inkább azoknak egy nagyobb térrészre (a barlang melletti kőfejtőre) vetített, porozitási kategóriánként összesített értékét adja. A Pál-völgyi-barlang volumetrikus modellje ellenben szabálytalan testek (járatszakaszok) modellezési módszerével jött létre, ahol a barlang járatai valódi térbeli elhelyezkedésüket közelítő (helyzethű) geometriával szerepelnek, de az egyes járatok geometriája nem valósághű. A rendelkezésre álló adatok alapján a Pál-völgyi-barlangról valósághű modell nem hozható létre, és ez valószínűleg a régi barlang felmérések többségére is igaz.

A valósághű megközelítés a mérési adatok sűrítésével oldható meg. Nem mindegy azonban hogy mely adatokat sűrítjük. A járatszakaszok legyenek rövidebbek, vagy a

[3] A korábbi Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium Barlangtani és Földtani Osztályának Országos Barlangnyilvántartása szerinti adatok alapján (Országos Barlangnyilvántartás).

járatkeresztmetszetek pontosabbak? PACHOS (2008) összehasonlító elemzései rávilágítottak arra, hogy a modell megbízhatóságát elsősorban járatszegmensek keresztmetszetének pontos meghatározásával lehet növelni és nem a rövidítésével. A járatszelvények hálózatával gazdagon átszőtt Szemlő-hegyi-barlang volumetrikus modellezése során szerzett tapasztalatok szintén ezt támasztották alá (ALBERT 2009b). PACHOS (2008) diplomamunkájában részletesen vizsgálta a járatkeresztmetszetek különböző részletességű felmérésének egymáshoz viszonyított relatív hibáját is, és kimutatta, hogy az általa „hagyományos" felmérési típusnak tartott, a szélesség és magasság meghatározásával kapott, keresztmetszetadatok maximálisan 40%-kal eltérhetnek a pontosabb sugaras lézeres távméréssel kapott adatoktól. Ezzel az értékkel összevethető az általunk alkalmazott módszer ugyanis a térképezett és modellezett keresztmetszetek területei közti eltérések értéke abszolút értékben 25–30% volt.

Következtetések

A Pál-völgyi-barlang volumetrikus modellje alapján először történt kísérlet arra, hogy a barlang járatainak térfogatát egzakt módon meghatározzuk, és megbecsüljük a lehetséges feltáratlan járatok arányát. A modell archív adatokra támaszkodik, amelyek kulcseleme a járatszelvények térképezett keresztmetszete. Mivel a felméréséhez használt hagyományos mérési eszközök (mérőszalag, mérőrúd) a magas, hasadékokat követő barlangjáratok esetében pontatlanok, és ez KÁRPÁT (1983) térképén publikált keresztszelvényekre is vonatkozik, ezek jövőbeni újramérése a modell megbízhatósági adatait pontosítaná. Az alapadatok lehetséges és a módszer számított pontatlanságát szem előtt tartva, a kapott térfogatérték azonban már így is további összehasonlító vizsgálatok alapját képezheti, amelyek a Szemlő-hegyi- és a Molnár János-barlang volumetrikus vizsgálatával megkezdődtek (ALBERT 2009b, ALBERT 2010). E vizsgálatokból következtethető, hogy az egységnyi térfogatra vonatkozó üreg/kőzet arány a barlangok fejlődése során folyamatosan változik, ezért a volumetrikus- és a porozitási modellből származtatott értékek geológiai értelemben csak egy adott időpillanatra (mára) érvényesek.

Köszönetnyilvánítás

A barlangjáratok modellezését JUHÁSZ Erika a TOTAL Corporate megbízásából a Szalai Grup SL képviseletében rendelte meg, mint projektvezető. A projekt külső tanácsadója Mateu ESTEBAN (Carbonates International Iberia S.L.) volt. Az alkalmazandó modellezési módszerek egy részére Philippe LAPOINTE (TOTAL) vezetett rá ötleteivel és vázlataival. A modellhez szükséges adatokat KISS Attila és a Bekey Imre Gábor barlangkutató csoport barlangászai adták. A porozitási modellhez szükséges terepi méréseket KERCSMÁR Zsolt és MAGYARI Árpád, a járatok adatainak digitalizálását TRESZNÉ SZABÓ Margit végezte. Köszönet illeti a cikk lektorait: KÖVÉR Szilviát és GEIGER Jánost konstruktív tartalmi és formai javaslataikért.

Irodalom — References

ALBERT G. 2008: Barlangjáratok kiterjedésének vizsgálata volumetrikus modellezéssel. — *HUNGEO 2008. Magyar Földtudományi Szakemberek IX. Világtalálkozója, Budapest 20/08/2008–24/08/2008,* p. 72.

ALBERT G. 2009a: Háromdimenziós földtani modellek fejlesztésének és megjelenítésének módszerei térinformatikai szemlélettel. Doktori (Ph.D) értekezés. — *Kézirat,* ELTE Földtudományi Doktori Iskola, ELTE Informatikai Kar – Térképtudományi és Geoinformatikai Tanszék, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 150 p.

ALBERT G. 2009b: A Szemlő-hegyi-barlang volumetrikus modellezése. — Jelentés, Kézirat, ELTE TTK, FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 29 p.

ALBERT G. 2010: A Molnár János-barlang 2002-előtt ismert járatszakaszainak volumetrikus modellezése. — Jelentés, Kézirat, ELTE TTK, FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 29 p.

BAKALOWICZ, M. J., FORD, D. C., MILLER, T. E., PALMER, A. N. & PALMER, M. V. 1987: Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. — *Geological Society of America Bulletin* **99,** 729–738.

CONN H. W. 1966: Barometric Wind in Wind and Jewel Caves, South Dakota. — *Bulletin of the National Speleological Society* **28/2,** 55–69.

CSÁSZÁR, G. (ed.) 1997: *Basic lithostratigraphic units of Hungary. Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest 114 p.

FODOR, L., LEÉL-ŐSSY, SZ. & TARI, G. 1991: En echelon fractures in a dextral shear zone — tectonic heritage for a hydrothermal cave (Budapest, Hungary). — *Terra Nova* **4,** 165–170.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation int he Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line. — *Földtani Közlöny* **124/2,** 129–305.

HEWARD A. P., CHUENBUNCHOM S., MÄKEL G., MARSLAND D. & SPRING L. 2000: Nang Nuan oil field, B6/27, Gulf of Thailand: karst reservoirs of meteoric or deep-burial origin? — *Petroleum Geoscience* **6/1,** 15–27.

HORVÁTH J. 1965: A Szemlő-hegyi-barlang 1961–62. évi felmérése — *Karszt és Barlang* **1965/I,** 21–30.

JAKUCS L. 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés. — *Hidrológiai Közlöny* **28/1–4,** 1–6.

JAKUCS L. 1984: A nagylengyeli kőolajtározó, ill. az ahhoz hasonló üregrendszerek hidraulikai szempontból jellemző formái és méretei. Irányelvek a karsztos üregtározó terek kísérleti modelljének elkészítéséhez, és a vele végzendő kísérletek lefolytatási módozataihoz. — Kézirat, Szakvélemény a Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalatnak, Szeged, 31 p.

JASKÓ S. 1936: A Pálvölgyi-Rózsadombi barlangvidék. — *Természettudományi Közlemények* **68,** 243–249.

JUHÁSZ, E., ALBERT, G., BUDAI, T., KERCSMÁR, ZS., MAGYARI, Á. & NÁDOR, A. 2007: Hydrothermal alteration and karstification of Triassic and Eocene carbonates, Buda Mountains, Central Hungary (*TOTAL Corporate – Buda Project.)* — *Manuscript*, Budapest 2007.

JUHÁSZ E., NÁDOR A., ESTEBAN, M. & BUDAI,T. 2005: Thermal karst field seminar, Buda Mountains, Hungary. Field guide. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.

KÁRPÁT J. (szerk.) 1983: *A Pál-völgyi-barlang M=1:250.* — Magyarország Barlangtérképei. Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, Budapest.

KINCAID, T. R. 2000: Mapping and Modeling the Morphology of Underwater Caves in the Taurus Mountains and Antalya Travertine Plateau, Southern Turkey. — *Proceedings: Underwater Science and Technology Meeting—SBT2000, December 2–3, 2000. Middle East Technical University, Ankara, Turkey,* 20 p.

KLEB, B., BENKOVICS, L., DUDKO, A., GÁLOS, M., JUHÁSZ, E., KERTÉSZ, P., KORPÁS, L., MAREK, I., NÁDOR, A. & TÖRÖK, Á. 1993: Complex geological investigations and drillings in the surroundings of Rózsadomb. Geological, petrophysical, tectonic and palaeokarst analysis and evaluation. Phare 134/2. project report. — *Manuscript*, Department of Engineering Geology, Budapest Technical University.

KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **1982/II,** 93–98.

KRAUSZ S. 1982: A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. — *Karszt és Barlang* **1982/I,** 29–34.

MANDA, A. K. & GROSS, M. R. 2005: I*dentifying and characterizing solution conduits in karst aquifers through geospatial (GIS) analysis of porosity from borehole imagery: An example from the Biscayne aquifer, South Florida (USA).* — Elsevier, Advances in Water Resources 29 (2006), 383–396

Országos barlangnyilvántartás: http://www.termeszetvedelem.hu/index.php?pg=caves

PACHOS A. 2008: *An Empirical Study of Cave Passage Dimensions Using Augmented Radial and Longitudinal Survey Data.* — Msc Thesis, Manuscript, University of Akron, USA http://etd.ohiolink.edu/view.cgi?acc_num=akron1221760340

PALMER A. N. 1995: Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks. — In: BUDD, D. A., SALLER, A. H. & HARRIS, P. M. (eds) Unconformities and Porosity in Carbonate strata. — *American Association of Pettoleum Geologists Memoir* **63,** 77–101.

TAKÁCSNÉ BOLNER K., ESZTERHÁS I., JUHÁSZ M. & KRAUSZ S. 1989: The caves of Hungary. — *Karszt és Barlang* **special issue,** 17–30.

WEBER K. J. & BAKKER M. 1981. Fracture and vuggy porosity. — In: *Society of Petroleum Enginers Annual Technical Conference, San Antonio, Texas (Oct. 5–7, 1981),* http://www.onepetro.org/mslib/servlet/onepetropreview?id=00010332&soc=SPE

WEIN GY. 1977: *A Budai-hegység tektonikája.* — Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest 76 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 02. 19.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/3, 281–292., Budapest, 2010

A rudabányai színesfém-ércesedés újrakutatásának előzetes földtani eredményei

FÖLDESSY János[1], NÉMETH Norbert[1], GERGES Anita[2]

[1]Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros. foldfj@uni-miskolc.hu, foldnn@uni-miskolc.hu
[2]Rotaqua Kft, Kővágószőlős

Preliminary results of the re-exploration of the Rudabánya base metal ore deposit

Abstract

Map reambulation and geochemical analyses were made in the framework of the Rudabánya precious and base metal ore exploration which was carried out in the ancient mining area and its surroundings. It was found that significant zinc ore enrichment is present in the deposit, and this challenged the relative importance of copper and lead ore; the latter two had previously been registered as being of greater significance. The enrichments of zinc are partly connected to the siderite bodies and breccia zones, but there are high Pb–Zn concentrations in the clay marl. (In mining operations that had taken place earlier, clay marl was regarded as a barren rock.) The enrichments of the Cu are also separated spatially and by rock type from the Pb–Zn–Ag metal group. Based on our observations, a deformation model was established in order to illustrate the ore formation phases. The primary stacking produced the mainly N–S trending ore-controlling structures. The ore bodies were disrupted later by the faults of the Darnó strike-slip zone, and uplifted to a near-surface position; this allowed the formation of an oxidation zone.

Keywords: Rudabánya, Darnó Zone, Pb–Zn ore deposit, geological mapping

Összefoglalás

A Rudabányán folyó nemesfém- és színesfémérc-kutatás keretében térképezési munkát és geokémiai elemzéseket végeztünk az egykori bányaterületen és annak közvetlen környékén. Megállapítottuk, hogy a réz és az ólom mellett a cink is jelentős, valószínűleg az előbbieknél nagyobb mennyiségben van jelen a telepben. A cinkdúsulások egy része a vasérctestekhez és a breccsásodott zónákhoz, egy másik jelentős része pedig a korábbi bányászat során meddő mellékkőzetként kezelt agyagmárgához kapcsolódik. A réz dúsulása térben és kőzettípus szerint is elkülönül a Pb-Zn-Ag elemcsoporttól. Megfigyeléseink alapján felállítottunk egy szerkezetalakulási modellt, amely figyelembe veszi az ércesedés fázisait. Az elsődleges pikkelyképződés hozta létre a jellemzően É–D-i csapású ércvezető szerkezeteket. Az érctesteket a későbbiekben a Darnó-zónabeli eltolódás vetői darabolták fel, és juttatták felszínközeli helyzetbe, ahol ezek az érctestek részben oxidálódtak.

Tárgyszavak: Darnó-zóna, ólom–cinkérctelep, földtani térképezés

A kutatás előzményei és indítékai

A rudabányai komplex ércesedés ismerete és hasznosítása az írott történelem előtti időkre nyúlik vissza. A középkorban ezüst- és rézbányászata emelte Rudabányát a felső-magyarországi bányavárosok sorába. Az újkorban 1872-től 1985-ös bezárásáig vasércbánya üzemelt itt. A bányászat utolsó évtizedeiben mindinkább előtérbe került az egyéb, korábban nem kellően értékelt nyersanyagok: a barit, a gipsz, a rézérc és az ólomérc kutatása; a vasérc mellett időszakosan rézérctermelés is folyt. A Rudabánya Rb–580-as fúrástól kezdve vannak ólom- és réztartalom-elemzési adatok a fúrási naplókban. 1976–1985 között az Országos Érc- és Ásványbányák kutatási terve alapján kb. 120 kutatófúrást szenteltek a színesfémérc-kutatásnak, amelyek mai szemmel biztató eredményeket hoztak. A kutatásokhoz, illetve az ezzel egy időben zajló bányászathoz kapcsolódó adatokat az OÉÁ Vasérc Művei földtani szolgálatának szakemberei (HERNYÁK Gábor, HARNOS János, KALÓ János) rögzítették térképi és szöveges dokumentációkban, amelyek minden mostani és jövőbeli munka alapját jelentik. A MÁFI néhány száz fúrómag- és résmintán

végzett geokémiai elemzései mind karbonátokban, mind sziliciklasztos kőzetekben találtak komoly Ag-, Cu-, Mn-, Pb- és Zn-dúsulást (CSALAGOVITS 1973). A kutatások nyomán a bezárást követően 558,4 kt ólomérc- és 1546 kt rézérckészletet tartanak nyilván (FODOR 2003).

Az ércesedés üledékes kőzetekben alakult ki. Karbonátos-márgás, reduktív befogadó kőzete és a Carlin-típusú Au-ércesedés felderítő geokémiai kutatásához (KORPÁS et al. 1999) kapcsolódó stabilizotópos vizsgálatok felhívták a figyelmet egy Mississippi Valley típusú színesfém-ércesedés előfordulásának lehetőségére (HOFSTRA et al. 1999). A kanadai TVX társaság 1994–95 folyamán ennek tesztelése céljából gyűjtött be mintákat, és helyenként a galenithez kapcsolva többszáz ppm-nyi ezüstkoncentrációt talált (KORPÁS et al. 1999). Ez arra utal, hogy a haszonanyagok legalább részben szabad szemmel észrevehetetlen (a meddő kőzetalkotó ásványoktól el nem különülő), csak elemzéssel kimutatható ásványegyüttesekben halmozódtak fel, melyek elkerülhették azon kutatók figyelmét, akik nem kifejezetten ezt keresték. Ezen előzmények miatt láttunk jó esélyt érdemi mennyiségű színesfémérc megtalálására a területen. A Rotaqua Kft. indított a javaslatunkra nyersanyagkutatást az I. táblázatban megadott pontok által határolt négyszögben, mely az egykori, részben rekultivált külfejtések és azok meddőhányóinak területét foglalja magában.

I. táblázat. A kutatási terület sarokpontjai
***Table I.** Corner points of the exploration area*

Pont	EOV_Y	EOV_X
1	766 532	336 043
2	763 859	338 673
3	769 471	344 375
4	772 144	341 744

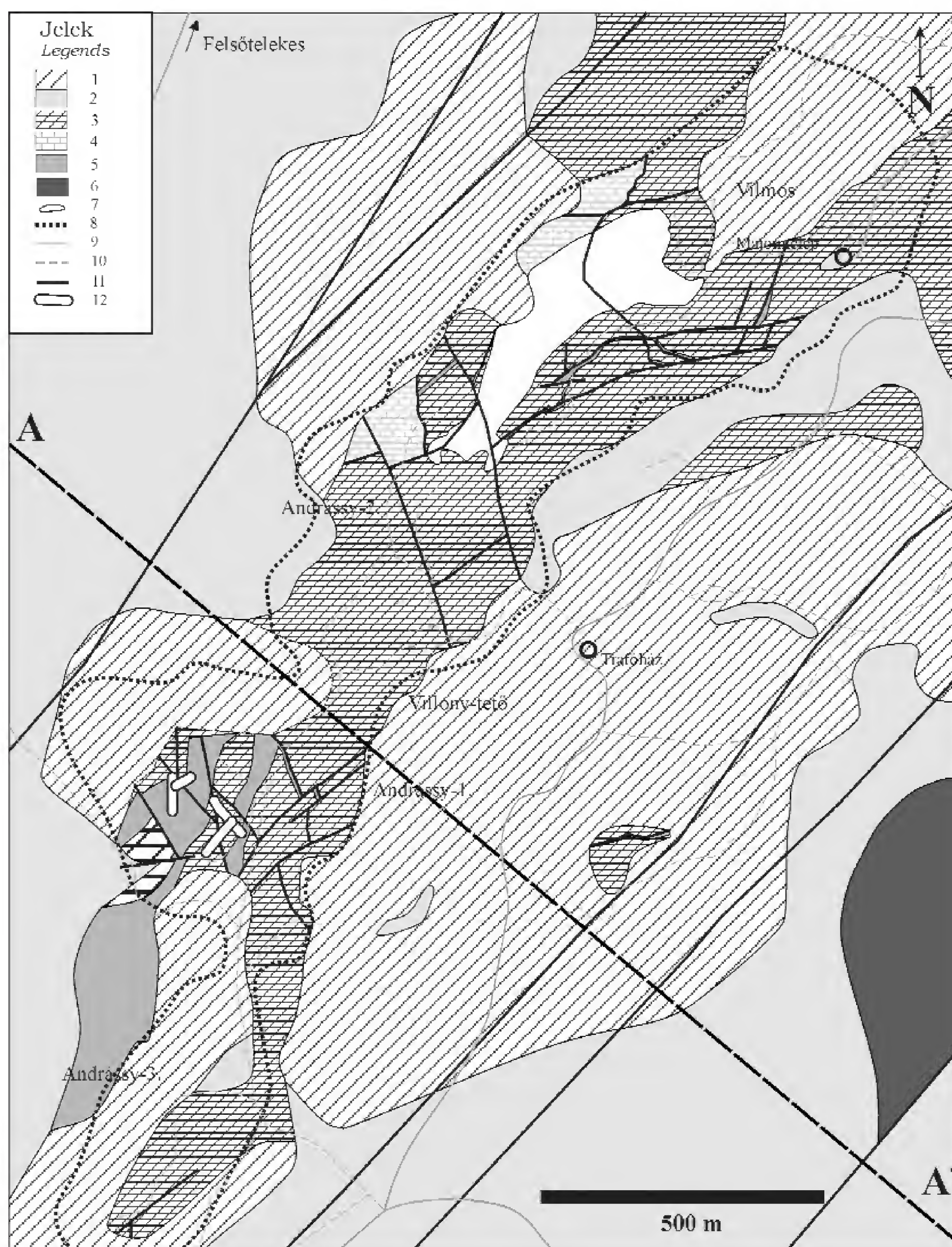
Az eddigi munka során 1:10 000 méretarányú topográfiai alapon, GPS alapú koordinátarögzítéssel újratérképeztük a területet, talajgeokémiai mintázást végeztünk 200×50 m-es hálóban a terület ÉK-i, rosszul feltárt részén, a külfejtésekben pedig a térképezés során talált, ércásványokat tartalmazó feltárásokban résmintákat gyűjtöttünk. A központi terület igen részletes megkutatottsága, illetve a korábbi kutatási tapasztalatok miatt geofizikai mérések nem kaptak szerepet a felderítő kutatásokban.

E cikkben a kutatás térképező fázisának olyan eredményeiről kívánunk beszámolni, amelyek a lelőhely földtani szerkezetének és az ércesedésnek a kapcsolatára vonatkoznak.

A rudabányai ércesedés földtani helyzete — a korábbi ismeretek újraértékelése

A rudabányai ércesedés területén a 19. századi bécsi geológusok földtani felvételei után a részletes földtani térképezést a MÁFI a 20. század elején végezte (PÁLFY 1924). Az első kronosztratigráfiai beosztást a Rudabányai-hegység kőzeteire KOCH (1904) készítette el. A terület átfogó, monografikus földtani ismertetése PANTÓ (1956) műve, aki a már jelentős részben lefejtett, de még mindig művelt külfejtések mellett az altáró szintjéig lenyúló bányatérségeket láthatott, mint feltárásokat. BALOGH Kálmánnal együtt felülvizsgálták a korábbi rétegtani képet, és elkészítették a hegység új földtani térképét (BALOGH & PANTÓ 1952). A bánya környékének intenzív fúrásos kutatása ezután indult meg. A MÁFI reambulációs térképezése 1979–1985 között így sok új eredményt hozott a bányaterületen kívül — a hegység takarós felépítése azóta is folyó kutatások tárgya —, bár az ércesedésről a térképező kutatások nem szolgáltak lényeges többletinformációval (LESS et al. 1988, SZENTPÉTERY & LESS 2006). A bányaterület földtani leírásánál elsősorban PANTÓ (1956), PANTÓ et al. (1957) megállapításaira és rétegtani beosztására, valamint kéziratos bányaföldtani anyagokra támaszkodtunk. Saját megfigyeléseink erre az alapra épültek, felhasználva a fent említetteken túl az ennél újabb archív fúrási adatokat és egyéb publikált kutatási eredményeket, térképeket (ALBU et al. 1985, SZENTPÉTERY 1988, GRILL 1989, BRAUN et al. 1989, SZENTPÉTERY 1998, LESS 2000, LESS & MELLO 2004, ZELENKA et al. 2005).

A meghatározó szerkezeti elemek a Darnó-zóna ÉÉK–DDNy csapású fővetői, amelyek a zónát keresztező szeizmikus reflexiós szelvényeken (ALBU et al. 1985, BRAUN et al. 1989) is felismerhetőek, és amelyeket néhány esetben fúrások is harántoltak. Ezek a területet néhány 100–1000 m széles pásztákra tagolják, eltérő paleo- és mezozoos rétegsorokkal. A fővetők a DK-i oldalon NyÉNy, az ÉNy-i oldalon KDK felé dőlnek. A pászták egy oldaleltolódás vetőszeleteiként, egészében pozitív virágszerkezetként írhatóak le, melyet két oldalról több száz méter mélységig süllyedt aljzatú, harmadidőszaki üledékekkel feltöltött árkok kísérnek (*1., 2. ábra*). A pásztákon belül főleg torlódási (pikkelyhalmazok feltolódásokkal és haránt-irányú, a fővetőkhöz képest antitetikus oldaleltolódásokkal), ritkábban (a külfejtésektől É-ra) tágulási szerkezetek (árkok normálvetőkkel) alakultak ki. A zóna tektonikus aktivitásának csúcsidőszaka a miocénre tehető: ezt igazolja többek között, hogy az egyik meredek NyÉNy-i dőlésű fővetőt keresztező Rb–560, Rb–563, Rb–564, Rb–566 fúrások az alsó-miocén Bretkai Mészkő Formációval azonosítható kőzetanyagot találtak két triász blokk közé ékelve (SZENTPÉTERY & LESS 2006). A mozgás feltehetően a pannóniaiban és a negyedidőszakban is folytatódott. Ezt látszik igazolni a bányaterületen közvetlenül a pre-kainozoos aljzatra, attól eltávolodva más harmadidőszaki üledékekre települő pannóniai alluviális üledékek (lignittelepes agyaggal váltakozó keresztrétegzett, kavicsos homok) települési felszíne, mely a fúrások és a bányaperemi feltárások szerint erősen ingadozó. Az egyenetlen felület +300 m tszf magasságot meghaladó helyzetben van a külfejtések peremén, attól távolodva lépcsőzetesen +200 m-ig csökken a fúrások adatai szerint, sőt Alsótelekes térségében egy árokszerkezetben +140 m-ig süllyed, 100 m-t is meghaladó

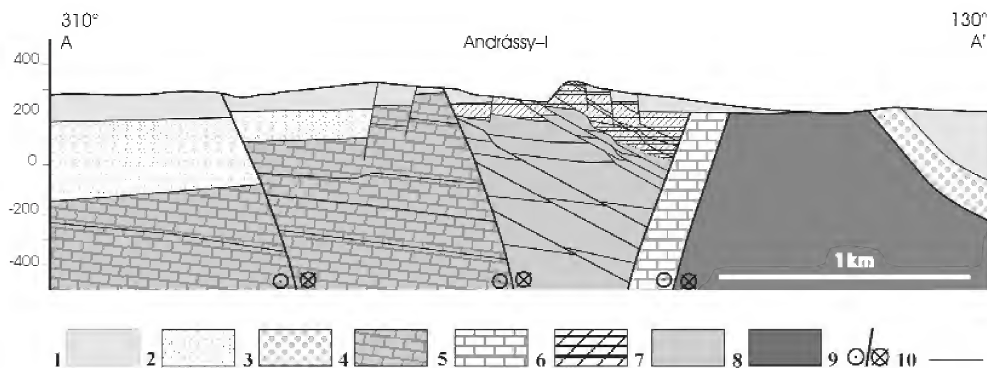


1. ábra. A rudabányai vasérckülfejtések földtani térképe a 2. ábra szelvényének feltüntetésével

1 – Meddőhányó, feltöltés; 2 – Pannóniai homok, kavics, agyag, lignit; 3 – Dolomit, sziderit, limonit (ércesedett kőzetek); 4 – Alsó-triász lemezes mészkő; 5 – Alsó-triász agyagmárga, aleurolit, homokkő; 6 – Paleozoos agyagpala, kovapala; 7 – Bányató; 8 – Külfejtések pereme; 9 – Műút; 10 – Földút; 11 – Térképezett vetőzóna; 12 – Kutatóárok

Figure 1. *Geological map of the Rudabánya open pit iron ore mine, indicating the trace of the profile on Figure 2*

1 – Waste dump; 2 – Pannonian sand, pebble, clay, lignite; 3 – Dolomite, siderite, limonite (ore bearing rocks); 4 – Lower Triassic laminated limestone; 5 – Lower Triassic clay marl, siltstone, sandstone; 6 – Palaeozoic slate and siliceous slate; 7 – Pond; 8 – Open pit boundary; 9 – Paved road; 10 – Road; 11 – Detected tectonic zone; 12 – Exploration trench

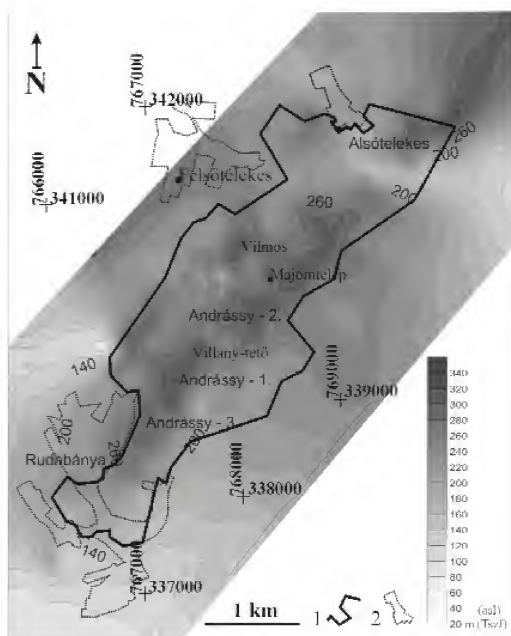


2. ábra. Földtani szelvény a rudabányai vasérckülfejtésen keresztül

1 – Pannóniai üledékek (homok, aleurit, agyag, kavics, lignit), 2 – Szécsényi Slír F. (homok, aleurit), 3 – Szuhogyi Konglomerátum F. (kavics, aleurit), 4 – Felső-triász rétegsor (tűzköves mészkő, márga), 5 – Középső-triász rétegsor (platform fáciesű mészkő, tűzköves mészkő, márga), 6 – Alsó-triász ércesedett kőzetek (dolomit, sziderit, mészkő, márga), 7 – Permi–alsó-triász rétegsor, az ércesedett kőzetek feküje (homokkő, aleurolit, agyagpala, evaporit), 8 – Upponyi-egység, (agyagpala, kovapala, tufás mészkő), 9 – A Darnó-zóna fővetői (balos oldaleltolódás), 10 – Vetők

Figure 2. *Geological profile across the Rudabánya iron ore open pit*

1 – Pannonian sediments (sand, aleurite, clay, pebbles, lignite), 2 – Szécsény Schlieren Fm (sand, aleurite), 3 – Szuhogy Conglomerate Fm (pebbles, aleurite), 4 – Upper Triassic sequence (cherty limestone, marl), 5 – Middle Triassic sequence (platform limestone, cherty limestone, marl), 6 – Lower Triassic ore bearing complex (dolomite, siderite, limestone, marl), 7 – Permian - Lower Triassic sequence, basement of the ore bearing complex (sandstone, aleurolite, shale, evaporite), 8 – Uppony Unit, (shale, siliceous shale, tuffaceous limestone), 9 – Master faults of the Darnó Zone (sinistral strike slip), 10 – Faults



3. ábra. A feldolgozott fúrásbeli adatok alapján a pannóniai üledékek aljzatára illesztett felület izovonalas térképe

1 – A bányatelek határa; 2 – Települések körvonalai

Figure 3. *Isoline map of the surface fitted on the Pannonian basement, according to processed borehole data*

1 – Mine-filed borders; 2 – Settlement contours

összletvastagsággal (*3. ábra*). Valószínűleg az ércesedést hordozó, a virágszerkezet tengelyében elhelyezkedő pászta a leginkább kiemelt helyzetű. Ennek PANTÓ (1956) által felismert szerkezeti jellegzetessége, hogy 10–100 m nagyságrendbe eső átmérőjű karbonátkőzetből és/vagy homokkőből álló, breccsás anyagú kőzetblokkok tolódtak egymásra általában néhány m vastag, bár helyenként jelentősen kivastagodó agyagmárga-mátrixba ágyazva. A mozgási felületeknek több, helyenként egymást elvető generációját lehet megkülönböztetni. Ezek dőlésiránya DK-től K-ig, illetve ÉNy-tól Ny-ig változik. A nagy vetősűrűségű pikkelyes szerkezet, a breccsás jelleg és az ércesedést okozó kőzetelváltozás miatt egyértelmű eredeti rétegsort a bányabeli feltárások és fúrások alapján nem lehet összeállítani; az egyes kőzettípusok formációkba sorolása az Aggtelek–Rudabányai-hegység más részeiről ismert képződményekkel való összehasonlítás alapján történt.

Az Rb–400 fúrás az Andrássy–II külfejtésben, valamint az Rb–471 a Barbara külfejtésben evaporitos rétegeket ért el; ez a permi Perkupai Evaporit Formáció anyaga. Feltételesen a permbe sorolható még a PANTÓ (1956) által az altáróból leírt sötét mészkő és agyagpala, amihez hasonló az alsótelekesi külfejtésben is társul beágyazott blokkokban a gipsz-anhidrit testhez (ZELENKA et al. 2005). Erre települt eredetileg a főként az Andrássy–I és –III külfejtésekben és tovább Rudabánya (DNy) felé feltárt lilásvörös homokkő és aleurolit (Bódvaszilasi Homokkő F.). Ezt a kőzetcsoportot a bányászat során és a fúrási naplókban használt PANTÓ-féle nevezéktanban „szeizi homokkő”-nek nevezték. A szürke agyagkő, agyagmárga és lemezes mészkő („kampili agyagmárga”) a Szini Márga F. anyagának feleltethető meg. Ezek a kőzetek jelenleg a karbonátkőzet-blokkok között meg-

jelenő lemezes, általában erősen redőzött, illetve breccsás, aleurolit-, dolomit-, pátvasérc- és barittöredékeket is tartalmazó anyagként ismertek. A zavartalan rétegsorokban erre települő sötétszürke, lemezes Szinpetri Mészkő F., majd a szintén sötétszürke, tömeges vagy vastagpados dolomit („anizuszi dolomit", Gutensteini F.) elsősorban a bányató körüli pikkelyekben (Andrássy–II és Vilmos külfejtések) fordul elő aránylag kisebb mértékben elváltozva. Minden bizonnyal ezek a formációk szolgáltatták a metaszomatózis útján sziderítesedett (illetve az oxidációs zónában később limonitosodott) tömbök anyagát is. Ezekben a tömbökben az eredeti rétegzett kőzetszerkezet már nem ismerhető fel; szövetük részint pátkristályokból áll, részint pedig az ezek által cementált kőzettöredékekből.

A mezozoos rétegsor további, fiatalabb tagjainak kőzetei az ércesedést tartalmazó pásztából hiányoznak, de a szomszédos pásztákban DK-en és ÉNy-on is megtalálhatóak. A DK-i oldalon Csorba-kő kőfejtői világos mészkőbreccsát (Steinalmi Mészkő Formációba sorolható anyagot), a Felsőtelekes melletti kibúvások és fúrások az ÉNy-i oldalon további középső- és felső-triász kőzeteket (főként tűzköves mészkövet, „ladini mészkő") tártak fel, az Rb–690 fúrásban többször ismétlődő sorozatban (SZENTPÉTERY 1998). Az érces pásztától távolodva a pannóniai üledékek (Edelényi Tarkaagyag F.) alatt további oligocén és miocén formációk is megjelennek. PANTÓ (1956) a külfejtésekből is írt le a vetőzónákba ékelt, miocén korú üledéknek ítélt vörösagyagot.

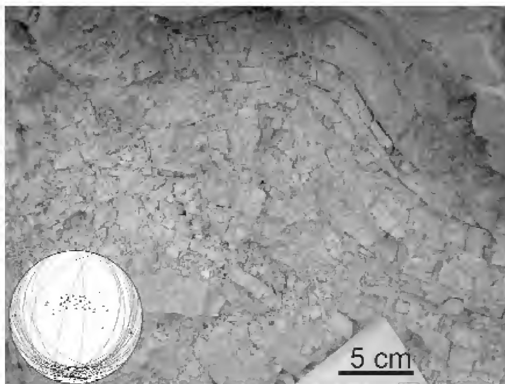
Bányafalak és bevágások szerkezeti bélyegei

Az egykori bányászat külszíni feltárásai — a külfejtések falai, a nyitva maradt vágatok, aknák bejáratai — egy részét a bányabezárás után részlegesen rekultiválták. Rengeteg az áthalmozott és elkevert anyag: igen jelentős területet borítanak meddőhányók, a bányafalak alján, sőt olykor az egész falat elborítva pedig omladék halmozódott fel. Sokszor nehéz megítélni, hol van helyben maradt kőzet és hol átmozgatott, tömörített törmelék. Az Andrássy–II és Vilmos külfejtéseknek az altáró szintjétől (kb. 230 Bfm) mélyebb részét tó tölti ki, melynek túlfolyását a jelenleg is járható altáró vezeti ki Rudabánya felé.

A nehézségek ellenére számos feltárás dokumentálható maradt. Ezek alapján rajzoltuk meg a bányaterület földtani térképét (1. ábra). A továbbiakban néhány jellemző példával illusztrálva ismertetjük a megfigyelt deformációs jelenségeket.

A rétegzett kőzettípusokban gyakori jelenség a redőződés. Ez természetesen csak a pikkelyeken, vagy az azokat elválasztó, agyagmárga kőzetanyagú mátrixon belül figyelhető meg. A rétegek leggyakrabban észlelhető dőlésiránya DK körül ingadozik.

Stílus alapján a redők két csoportra oszthatók. Az első, valószínűleg idősebb redőződés valamennyi kőzettípust érintette, de leginkább a később már nem redőződött pados dolomitban és mészkőben őrződött meg a Vilmos külfejtés területén, egy Ny-ra dőlő feltolódási zóna környezetében, ahol nem sziderítesedett kőzetanyag tolódott vasérces blokkok fölé. Jellemzőek a rétegvastagságot többszörösen meghaladó görbületi sugarú, nyílt, párhuzamos redők, de előfordul 90°-nál kisebb nyílásszög és 1 dm alatti görbületi sugár is (*4. ábra*). A redőződés a rétegek egymás lapjain való elcsúszásával ment végbe, helyenként a rétegzést átmetsző rámpákon egy-egy réteg duplexet formálva önmaga részletei fölé is tolódott. A forgózónákban ezen kívül a meghajló rétegek külső ívén fellépett húzás hatására a redőtengellyel párhuzamos csapású kőzetrésrajok alakultak ki.



4. ábra. Párhuzamos redő vékonypados dolomitban a Vilmos külfejtés K-i oldalán

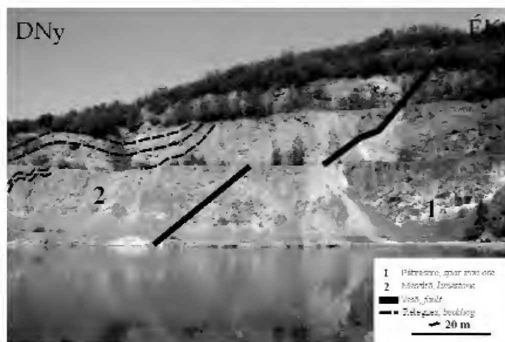
A forgózóna erősen összetört, benne kb. a rétegvastagságnak megfelelő térközben a réteglapokra merőleges, tengelyirányú kőzetrésekkel

Figure 4. *Parallel fold in thin-bedded dolomite on the E side of the Vilmos open pit*

The hinge zone is strongly fractured by joints perpendicular to the bedding planes, striking in the axial direction, with a density approximately corresponding to the thickness of the beds

A Vilmos külfejtés ÉNy-i oldalán, a bányató fölötti „Nagy-falon" nagyobb léptékben is megfigyelhetőek ezek a redők és a feltolódási felület (*5. ábra*). A redőtengelyek É-tól ÉK-ig és D-től DNy-ig változó dőlésirányúak, általában kis dőlésszöggel.

A második redőződés az agyagos, lemezes mészkő- és agyagmárgatestekben, és még inkább csak kis léptékben figyelhető meg: a redőszárnyak legfeljebb néhány dm hosz-



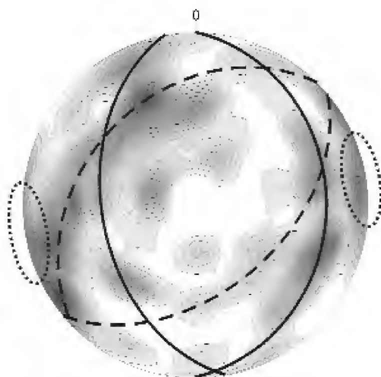
5. ábra. A Vilmos külfejtés ÉNy-i fala a tó túloldaláról nézve

Figure 5. *NW wall of the Vilmos open pit from the other side of the lake*

szúak. A néhány mm vastag kompetens (meszes) rétegek ridegen viselkedtek a képlékeny agyagos mátrixban. Ahol a mészkőlemezek voltak túlsúlyban, ott tört forgózónájú cikkcakkredők jöttek létre a vékony agyagbevonaton elcsúszó rétegekből. Ahol viszont döntően agyagmárga volt a kőzetanyag, ott néhány cm-es görbületi sugarú hajlott forgók alakulhattak ki (*6. ábra*). A redőződés diszharmonikus, sok esetben nyírószalagokat formál. A tengelyek iránya változó, de — ha nem meredek dőlésűek — jellemzően Ny–DNy közötti.



6. ábra. Agyagmárga cikkcakkredőződése
***Figure 6.** Zigzag folding in clay marl*

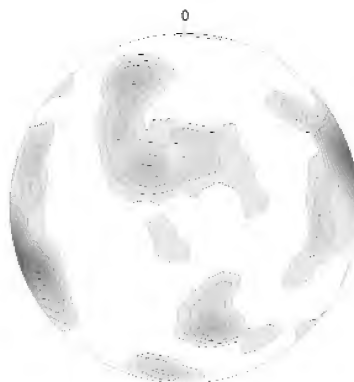


7. ábra. A bemért vetőlapok irányeloszlása (157 adat)
Sűrűségi sztereogram, területtartó vetület, alsó félgömb. A különféle jellegű zónák síknormálisai főkörök mentén és egyes irányoknál koncentrálódnak. *Folytonos vonalak:* 1. kitöltéstípust hordozó vetőzónák; *szaggatott vonalak:* 2. és 3. kitöltéstípust hordozó vetőzónák; *pontokból álló vonalak:* 1. és 3. kitöltéstípust hordozó telérek és vetőzónák

***Figure 7.** Dip distribution of the measured fault planes (157 measurements)*
Density stereogram, equal area projection, lower hemisphere. The normal vectors of the zones of different type are concentrated along great circles and at certain orientations. Continuous lines: *fault zones hosting 1. type filling;* dashed lines: *fault zones hosting 2. and 3. type filling;* dotted lines: *veins and fault zones hosting 1. and 3. type filling*

A vetőzónákból kitöltésük alapján háromféle típust lehet elkülöníteni. Az **első típus** általában néhány dm vastag kitöltése saját anyagú kőzettöredékekből, valamint (helyenként igen dúsan, tömegesen) szulfidásványokból és baritból áll. Ezek az ásványok cementanyagként és érvagy üregkitöltésként is előfordulhatnak. Hintett, vagy eres szulfid- és barit-előfordulás néhány méteres szélességben kísérheti a vetőzóna központi részét. A **második típus** a PANTÓ (1956) által leírt „baritos pátszegély": alkotóelemei a karbonáttestek közötti, második redőződéssel érintett agyagmárga és a karbonáttestek szegélyén — többnyire 1 m-t meghaladó vastagságban — kivált brecscsás, szulfidos töredékeket tartalmazó barit. A **harmadik kitöltéstípus**t a szulfidoktól mentes karbonátásványokkal cementált, vagy cementálatlan breccsa képviseli.

Az általunk bemért vetőlapok irányeloszlása a sűrűségi sztereogramon (*7. ábra*) jól láthatóan három fő csoportot jelöl ki. Az első csoport síknormálisai egy laposan K-re dőlő felületnek megfelelő főkör mentén koncentrálódnak; ezek döntően NyÉNy-i és NyDNy-i, meredek dőlésű felületek, melyeket zömmel az első kitöltéstípust tartalmazó zónákban mértünk. Az ezeket kiegészítő, kevésbé meredek KÉK-i és KDK-i dőlésű alcsoport is megvan, de ezt az ábrán részben elfedik a második csoport síknormálisai, melyek egy ÉK felé dőlő felületnek megfelelő főkör mentén helyezkednek el. Ez utóbbiak az előzőeket elvető, második vagy harmadik kitöltéstípust tartalmazó zónák mozgási felületei. Itt szintén van egy kisebb számú méréssel reprezentált szembedőlő alcsoport. A harmadik csoportba a diagram peremén, KÉK-en és NyDNy-on megjelenő síknormálisok tartoznak; ezek legtöbbjét függőleges, harmadik kitöltéstípusú, oldaleltolódási karcokat hordozó vetőlapokon mértük, de első kitöltéstípusú zónák is tartoznak ide. Ez a maximum jóval markánsabban jelenik meg a szisztematikus rajokban előforduló kőzetrések diagramján (*8. ábra*); ennek alapján valószínű, hogy

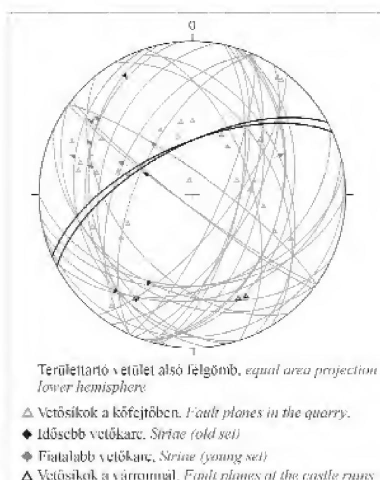


8. ábra. A bemért kőzetrésrajok irányeloszlása (67 adat)
Területtartó vetület, alsó félgömb

***Figure 8.** Dip distribution of the measured joint sets (67 measurements)*
Equal area projection, lower hemisphere

korábban kialakult kőzetrések aktiválódtak későbbi vetők és a fővetők menti elmozdulások konjugált vetőiként.

Külön említést érdemelnek a Csorba-kő kőfejtőjében, breccsásodott mészkövön észlelt, jó megtartású vetőkarcok. Ezeknek két nemzedékét találtuk meg itt: a fiatalabb K–Ny-i tágulást jelez főként Ny–ÉNy-ra dőlő felületeken, míg az idősebb ÉK–DNy-i tágulást főleg D-re dőlő vetőlapokon (*9. ábra*). Bár a mozgási felületek idősebbek lehetnek, maguk a karcok minden valószínűség szerint a pászta pannóniai kiemelkedésével kapcsolatos elmozdulások eredményei.



9. ábra. A csorba-kői kőfejtőben mért vetők és vetőkarcok

Figure 9. *Fault planes and striae in the Csorba-kő Quarry*

A sziderit és a Cu, Pb-Zn ércesedés megjelenési formái a kutatóárkokban és letakarításokban

A szerkezeti elemek és az ércesedési fázisok kapcsolatának, kialakulási sorrendjének, illetve a kevéssé állékony agyagmárga szerkezetének alaposabb megismerése érdekében egyes helyeken kéziszerszámokkal vagy markológéppel megtisztíttattuk a bányabeli feltárásokat.

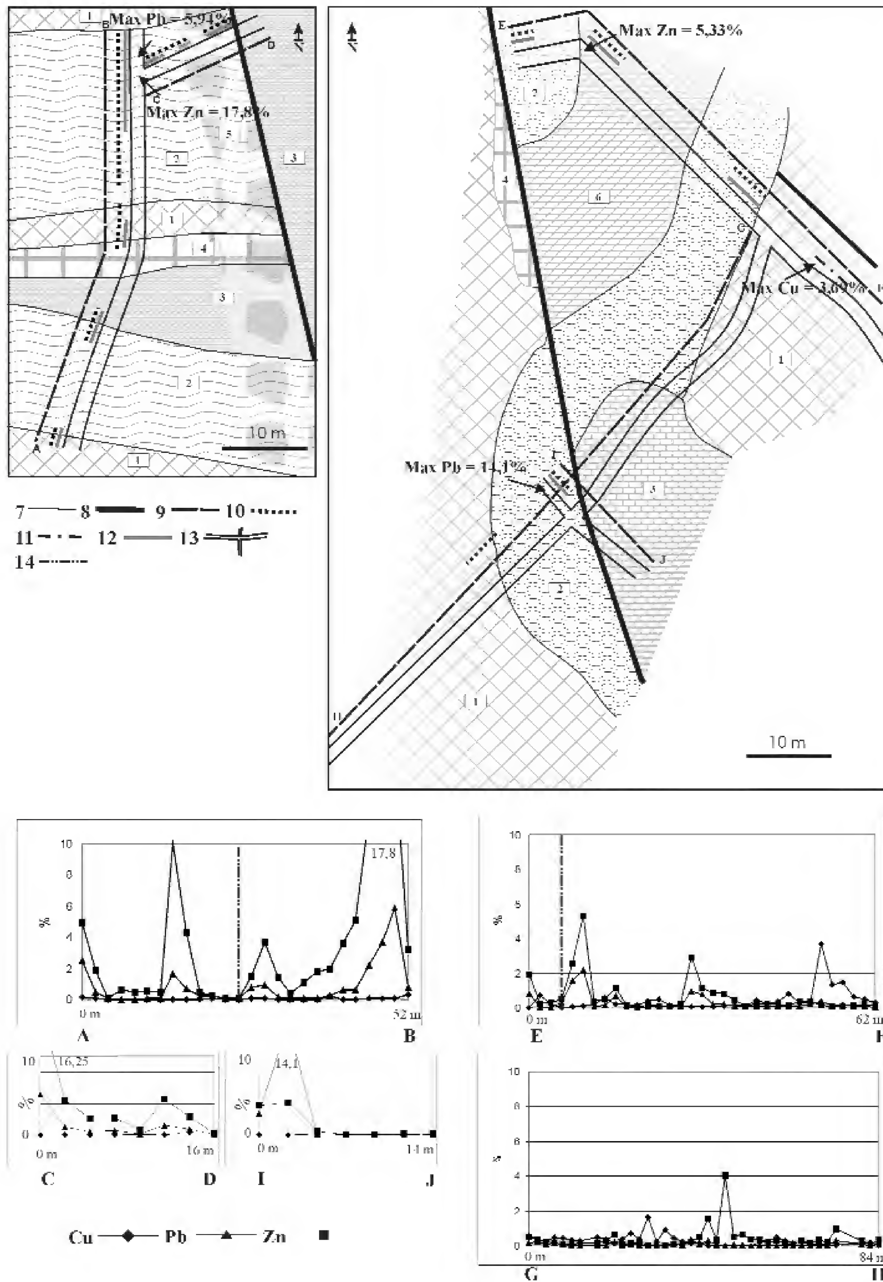
Az Andrássy–I külfejtés legmélyebb udvarának Ny-i oldalán, a falon egy ÉÉNy–DDK-i csapású vetőzónában találtunk több helyen szulfidásvány-dúsulást (1. kitöltéstípus): barittal társult galenitet és szfaleritet, erekben megjelenő kalkopiritet és tömeges, gyakran üregkitöltő, finomszemcsés piritet, valamint mindezek másodlagos oxidációs termékeit. Ugyanakkor a K-i oldal rézsűjében (az előbbi zónától 40–50 m-re) és D-re a bányaudvaron is lehetett találni ércnyomokat: pátvasércben fakóérc érkitöltést egy ÉNy–DK-i csapású vetőzónában, valamint agyagmárgába ágyazott galenitet. Az ércesedés folytonosságának vizsgálata céljából a bányaudvaron kutatóárkokat mélyítettünk, amelyek részint összekötötték a két bányafalat, részint pedig a faltól távolabb keresztezték a vetőzónát (*10. ábra*).

Az árkokban szürke agyagmárga és többé-kevésbé oxidált pátvasérc váltakozott, általában breccsás anyagkeveredéssel, de nem baritos pátszegélyekkel érintkezve. Amint máshol is tapasztaltuk, az ólom–cink-, illetve a rézásványok térben itt is elkülönülten, eltérő kőzettípusokhoz kötve dúsultak. Az agyagmárgában sötétszürke fészkek és gumók formájában pirit, galenit és szfalerit jelent meg helyenként, rendre a kőzethatárok néhány m-es közelében. A szabad szemmel felismerhető, illetve felületi csiszolatokon azonosított rézszulfidok — kalkopirit, bornit és fakóérc — ezzel szemben hintetten a pátvasércben dúsultak, és a vetőtől távolabb is megjelentek, de csak annak K-i oldalán.

A K-i fal É-i végénél letakaríttattunk egy kb. 5 m magas rézsűt, ahol 0,5 m barnavasérc alatt levelesen elváló, szürke agyagmárgában rétegszerű galenit- és szfaleritdúsulást találtunk (*11. ábra*). Az agyagmárga rétegzése meredeken KDK felé dől, és benne meredek tengelyű, jobbos elnyíródást jelző, 5–10 cm-es rövid szárnyú nyírószalagredők észlelhetőek nagy mennyiségben. A szulfiddúsulás olyan lencsék sorozatában jelenik meg, amelyek egy eredeti kompetens rétegből a redőződés által szétszaggatott budinoknak látszanak, tehát az ércesedés megelőzte az itt észlelhető redőződést. A réteg (lencsesor) a barnavasérc aljának nekifutva tektonikusan elvégződik.

Az előző területtől 100 m-re Ny-ra, egy magasabb helyzetű bányaudvaron, egy másik ÉÉNy–DDK-i csapású vetőzóna mentén is készítettünk kutatóárkot. A zóna Ny-i oldalán az árok javarészt agyagmárgában haladt, de egy erősen baritos pátvasércteste is keresztezett. Ez utóbbi színesfémekre meddőnek bizonyult, az agyagmárgában ezzel szemben igen jelentős szfalerit- és galenitdúsulást találtunk (10. ábra). Az ércesedett kőzetanyag külsőleg semmiben sem különbözik a meddő, esetleg némi piritet tartalmazó, szürke agyagmárgától; a Pb–Zn szulfidásványok és azok oxidációs termékeinek nagy tömegarányú (10%-ot meghaladó) jelenlétét csak műszeres vizsgálatok (pl. röntgen-pordiffrakció és atomemissziós spektrometria) mutatják ki.

Az Andrássy–II bányaterületen, a bányató DK-i partja fölötti udvar É-i részén egy É–D-i csapású, függőleges vetőzóna alakult ki rétegzett, 113°/75° dőlésű dolomitban. Kitöltése finomszemcsés, helyenként tömeges pirit és barit. A letakarítás után kitűnt, hogy e zóna elvégződik egy DK-re dőlő pikkelyhatárnál, ahol 10–20 m-re kivastagodó, redőzött agyagmárga fekszik rajta; fölötte újabb karbonátos pikkely következik (*12. ábra*). Az agyagmárga nyírószalagredőződése jobbos, ferde feltolódást jelez. A kőzethatáron baritos pátszegély alakult ki, benne galenit és szfalerit dúsulásával. Ez egyértelműen felülbélyegzi az É–D-i vető kitöltését.

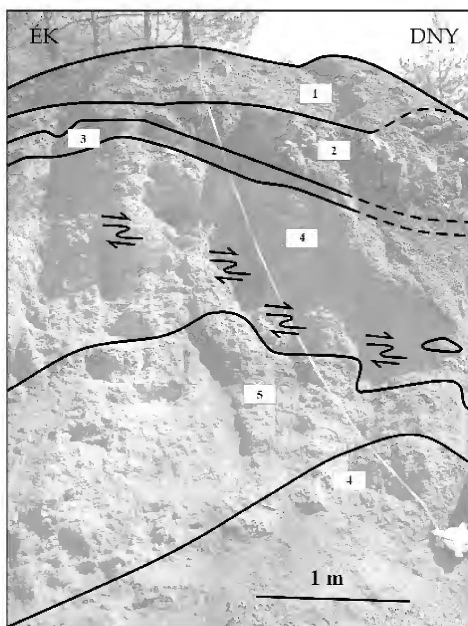


10. ábra. Az Andrássy-I külfejtésben készített kutatóárkok térképe az elemzési adatokkal

1 – Limonit, 2 – Agyagmárga, 3 – Pátvasérc, 4 – Barit, 5 – Breccsás szakasz, 6 – Dolomitbreccsa, 7 – Réteghatár, 8 – Vető, 9 – Elemzési adatok szelvényei, 10 – Dúsulási szakasz, Zn > 1%, 11 – Dúsulási szakasz, Cu > 1%, 12 – Dúsulási szakasz, Pb > 0,5%, 13 – Kutatóárok

***Figure 10.** Map of the exploration trenches in the Andrássy-I open pit with assay results*

1 – Limonite, 2 – Clay marl, 3 – Siderite, 4 – Barite, 5 – Brecciated zone, 6 – Dolomite breccia, 7 – Stratigraphic margin, 8 – Fault, 9 – Assay result profiles, 10 – Enriched section, Zn > 1%, 11 – Enriched section, Cu > 1%, 12 – Enriched section, Pb > 0.5%, 13 – Exploration trench



11. ábra. Letakarított fal az Andrássy-I külfejtés alján

1 – Törmelék, 2 – Barnavasérc, 3 – Oxidált zóna a márga tetején, 4 – Márga, 5 – Galenites márga

Figure 11. *Cleared pit wall on the bottom of the Andrássy-I open pit*

1 – Debris, 2 – Brown iron ore, 3 – Oxidated top zone of the marl, 4 – Marl, 5 – Galena hosting marl



12. ábra. Letakarított fal a tó fölötti udvaron, az Andrássy-II külfejtésben a vetők nyomvonalaival

Figure 12. *Cleared pit wall on the level above the lake of the Andrássy-II open pit with traces of the faults*

A szerkezetalakulás és az ércesedés valószínű kapcsolata

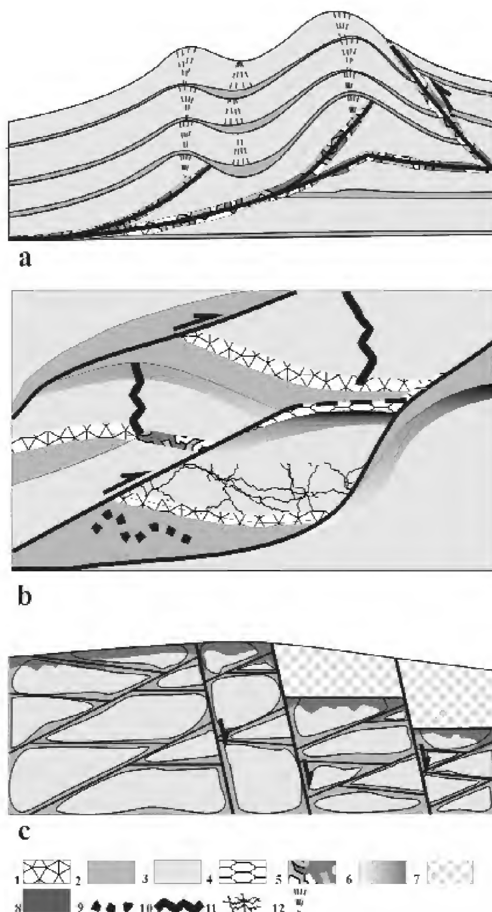
A már PANTÓ (1956) által többfázisúnak leírt deformációtörténetet saját észleléseinkkel kiegészítve, az ércesedésben játszott szerepüket is figyelembe véve három fő szakaszra tagoltuk: a színesfém-ércesedés fő ércvezető szerkezeteit létrehozó első, a virágszerkezetet létrehozó és a már meglévő ércesedést remobilizáló, az érces anyagot breccsásító második, valamint a jelenlegi kiemelt vagy eltemetett helyzetet és az oxidált zóna kialakulását meghatározó harmadik szakaszra.

A terepi feltárásokban megfigyelhető jellegek szerint valószínű, hogy a rétegszerűen megjelenő galenit- és szfaleritdúsulások kialakulása megelőzte az első jelentős deformációs szakaszt, sőt akár az üledékképződéssel egyidejűleg is lejátszódhatott (sztratiform telep lehet). Erre vonatkozó bizonyító erejű anyagvizsgálati adataink még nincsenek. Hasonló érc- és kőzettani felépítésű területek analógiaként említhetők, a rétegtani szinthez kötött epigenetikus írországi és üledékes exhalációs típusú kanadai Pb–Zn-ércesedések csoportjából (BOWIE et al. 1978, PARADIS et al. 2007).

Az **első deformációs szakasz** jellemzői a Ny–ÉNy-i dőlésű fő- és K–DK-i dőlésű kiegészítő feltolódások, amelyek létrehozták az eredeti pikkelyes szerkezetet. Lehetséges, hogy ez a Szilicei-takaró áttolódásának megfelelő deformációs fázis, amelynek eredeti kb. É–D-i rövidülési irányát a Darnó-zónabeli későbbi alakváltozások forgatták el jelenlegi helyzetébe. A rövidülés hajlásos-csúszásos redőződéssel is járt a rétegzett kőzettípusokban, amelynek helyenként szorosra zárt redői dolomitban és mészkőben őrződtek meg. A redőtengelyek dőlése a blokkok későbbi elfordulásai miatt változó; jelenlegi irányuk a vetőzónák csapásirányának megfelelően uralkodóan É–D-i. A feltárások léptékében megfigyelhető volt, hogy a rétegeket a forgózónákban a tengelyfelülettel párhuzamos csapású kőzetrések darabolták fel; az alacsonyabb rendű (vagyis nagyobb léptékű) redőkben valószínűleg így kialakult É–D-i csapású, meredek dőlésű kőzetrésrajok később vetőzónákká, illetve telérekké alakulhattak át (*13. ábra, a*).

A rétegek redőződése és széttagolódása később, a második deformációs szakaszban is lehetséges volt. A rétegszerűn túli, többi (hintett, teléres, breccsabeli) szulfidásvány-dúsulási forma azonban az ekkor kialakult pikkelyekhez és az azokat határoló vetőkhöz kötődik, csakúgy, mint PANTÓ (1956) véleménye szerint a vasas metaszomatózis. Térbeli eloszlásuk azonban különböző. Míg a rézszulfidok a részben vagy egészen sziderítesedett karbonáttestekben kristályosodtak ki, addig a vetőzónák vagy telérek kitöltését alkotó galenit és szfalerit előfordulásai túlnyúlnak ezeken, és gyakran a vasércbányászat számára meddő kőzettestekben találhatóak meg. Különösen intenzívnek látszik a Vilmos bányaterületen, a fővetők mentén kialakult, külön dúsulási gócokban jelentkező Pb- és Cu-ércesedés.

Ezzel a típussal közeli rokonságot mutatnak az ún. Mississippi Valley típusú ólom–cinkércesedések. Ilyen



13. ábra. A szerkezetalakulás elvi szelvénysorozata. a: Első (ércesedést vezető) deformációs szakasz; b: Második (ércesedést széttagoló és átformáló) deformációs szakasz; c: Harmadik (ércesedés oxidációját kísérő) deformációs szakasz

1 – Breccsásodás agyagmárga és karbonátos kőzet határán, 2 – Agyagmárga, 3 – Karbonátos kőzet, 4 – Breccsás pátszegély, 5 – Breccsásodás karbonátos kőzettestek határán, 6 – Baritos pátszegély, 7 – Pannóniai üledékek, 8 – Limonit, 9 – Redőzött és budinált gumókra széttagolt sztratiform Pb-Zn érclencse, 10 – Telér, 11 – Hintett rézércesedés pátvasércben, 12 – Kőzetrésrajok a redőforgókban

***Figure 13.** Scheme of the deformation history in profiles. a: First (ore controlling) period; b: Second (ore redistribution) period; c: Third (ore oxidation) period*

1 – Brecciation on clay marl-carbonate rock boundary, 2 – Clay marl, 3 – Carbonate rock, 4 – Brecciated edge of the siderite bodies, 5 – Brecciation on boundary of carbonate rock blocks, 6 – Barite-bearing edge of the siderite bodies, 7 – Pannonian sediments, 8 – Limonite, 9 – Folded and boudinaged stratiform Pb-Zn ore lens, 10 – Vein, 11 – Disseminated copper ore in siderite, 12 – Joint sets in hinge zones

genezis lehetőségére utaltak a rudabányai szulfidos ércesedésre vonatkozóan HOFSTRA et al. (1999) stabilizotóp-összetétel elemzésén alapuló vizsgálatai. Közeli hasonló analógia a lengyelországi Olkusz és Bytom környezetének ércesedése, bár ott a hasonló korú és litológiai felépítésű kőzetsorozatban a hidrotermális érckiválás feltételeit nem egyszerű tektonikai deformáció, hanem több karbonátos szintben kialakult karsztosodás teremtette meg (KOZLOWSKI 1995). Szintén hasonló kifejlődésű telepek ismeretesek a Déli-Alpokban (pl. Mežica, Bleiberg; HEINRICH & NEUBAUER 2002), melyek térben eredetileg jóval közelebb lehettek a rudabányai ércesedést befogadó kőzettestekhez. Elképzelhető a közép-magyarországi mozgási zóna mentén fekvő polgárdi polimetallikus ércesedés hasonló eredete is (KISS 2003).

A **második deformációs szakaszba** a feltehetően a Darnó-zóna menti transzpresszióval kapcsolatos szerkezeteket soroltuk. Itt jellemzőek az előző vetőzónákat elvető DK-i és ÉNy-i dőlésű, egymást keresztező feltolódások, valamint ÉÉK–DDNy-i és ÉÉNy–DDK-i csapású meredek oldaleltolódások balos, illetve jobbos karcokkal. A korábbi, karbonátos tömbök között agyagos kitöltésű vetőzónák sok esetben felújultak, kőzetanyaguk újra breccsásodott és redőződött. A vetőzónákhoz kapcsolódó, a tömbök közötti agyagos, lemezes kőzetanyagban kialakult, gyakorta meredek tengelyű nyírószalagok jellege és a cikkcakkredők uralkodóan nagyjából horizontális, K–Ny-i tengelye is megerősíti, hogy mindezek az alakváltozások egy közel ÉÉNy–DDK-i, horizontális irányú legnagyobb nyomó főfeszültséggel leírható feszültségmezőben mentek végbe, amely megfelel a Darnó-zóna környezetében a kora-miocénben fennállt regionális feszültségállapotnak (FODOR et al. 1999; *13. ábra, b*).

A vetőzónák gyakorta keresztezik korábban ércesedett zónákat, sőt olykor bennük haladnak. Emiatt a korábban összefüggő telérek rövidebb szakaszokra, a korábbi pikkelyek kisebbekre szabdalódtak szét, egy részük felmorzsolódott, anyaguk pedig kőzettöredékek formájában bekerült az új vetők breccsájába. A lezajló folyamatok a korábbi színesfém-dúsulások szétszórása, felhígítása irányába hatottak.

A korábbi ásványtani összegzések során már elkülönítették azt a szulfidércesedést létrehozó, és úgy az idősebb sziderites, mint a fiatalabb „pátszegélyi" ólom–cink–réz–ezüstércesedést felülbélyegző, a második deformációs szakaszt követő, valószínűleg alacsony hőmérsékletű ásványképződést, amely As-, Sb-, Hg-, Ag-fázisok létrejöttéhez vezetett, főleg az ismert rudabányai ércesedés DNy-i szegélyén (SZAKÁLL 2001).

Az oxidációs öv jelentős részének kialakulása valószínűleg még a pliocén előtti kiemelkedések eredményeként, vagyis a második deformációs szakasz után végbement. Erre mutat, hogy a pannóniai rétegsor széntelepes összlete oxidált barnavasérc felszínére települ több fúrási harántolás és néhány rossz minőségű terepi feltárás rétegsora szerint.

A **harmadik deformációs szakaszba** helyeztük a pannóniai rétegeket is érintő, a fiatal kiemelkedéssel kapcsolatos szerkezeti elemeket. Ezek többnyire a felszínközelben horizontális tágulást jelző, ritkán feltárt, de a pannóniai aljzat fúrásokban elért magassága alapján kimutatható vetők, uralkodóan K–Ny-i csapással, illetve a fővetőkkel párhuzamosan. A legjelentősebb szerkezeti elem az Alsótelekes és Szuhogy között húzódó, a Rudabányai-hegység vonulatát is megszakító, kb. KDK–NyÉNy-i csapású,

2–300 m széles, több, mint 100 m vastag pannóniai üledékekkel kitöltött árokszerkezet (*13. ábra, c*).

A mechanikus mozgásoktól fontosabb az oldatbeli anyagáramlás e szakaszban, hiszen a jelenleg feltárt kőzettömeg felszínközeli helyzetbe került, és a felszín alatt kialakult egy limonitos mállott zóna. Ez részben a színesfémek eloszlásának átrendeződését, a dúsulások áthelyeződését okozhatta. Az e zónában kialakult másodlagos dúsulások (pl. termésréz, malachit, cerusszit, anglezit és smithsonit formájában) jelentősek voltak a múlt bányászatában, és azok lehetnek a jövőben is.

Következtetések

A rudabányai polimetallikus ércesedés és az azt hordozó változatos ásványtársulás a korábbi megállapításokkal összhangban (Pantó 1956, Szakáll 2001) több lépésben, részben helyileg is elkülönülve, részben egymásra épülve alakult ki. Megjelenésük és szerkezeti elemekhez való kapcsolatuk alapján az alábbi csoportokat különítettük el:

— A pelites, rendszerint karbonátos, reduktív üledékes kőzetekhez kötődő, rétegszerűen megjelenő Pb–Zn ércek szétszabdalt érctesteit valamennyi észlelt deformációs jelenség felülbélyegzi. Valószínűleg ez a legkorábbi ércesedés, hasonló jellegű analógiák alapján akár szinszediment (sztratiform) is lehet, de erre vonatkozó (akár cáfoló, akár megerősítő) bizonyíték nincs.

— Az elsődleges pikkelyeződés kb. É–D-i csapású, meredek dőlésű vagy közel függőleges szerkezetei váltak a legfontosabb ércvezető szerkezetekké a döntően piritet tartalmazó masszív szulfidtelérek számára. Ezek áthatják a nem sziderítesedett dolomittesteket is, eszerint a Pantó (1956) által leírt sziderites metaszomatózis utániak.

— A „baritos pátszegély" ásványtársulása (Pb-, Zn-, Ag- és Cu-dúsulások) részben szintén az elsődleges pikkelyeződés határfelületeihez kötődik, de részben már azokat elvető vetőzónákhoz, és felülbélyegzi az előző kitöltéseket. Lehetséges, hogy ezek a dúsulások korábbi telepek remobilizációjából származnak.

— A Darnó-zóna menti mozgásokhoz köthető vetők az előzőleg létrejött érctesteket feldarabolták, breccsásították, és utat nyitottak egyrészt a késői szulfidos társulás ásványait kiválasztó, másrészt az oxidációs folyamatokat okozó és így másodlagos dúsulásokat létrehozó oldatoknak.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány a Rotaqua Kft., az Uniflexys Kft. és a Miskolci Egyetem közötti K+F+I együttműködés keretében készült, a publikálás a Rotaqua Kft. engedélyével történik. Köszönjük a tanulmány lektorainak, Dr. Molnár Ferencnek és Dr. Zelenka Tibornak számos építő és előremutató észrevételét, amelyet a végső szövegbe beépítettünk.

Irodalom — References

Albu I., Braun L. & Szalay I. 1985: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység geofizikai előkutatása. — *MÁELGI Évi Jelentése **1984**-ről*, 29–33.

Balogh K. & Pantó G. 1952: A Rudabányai-hegység földtana. — *MÁFI Évi Jelentése **1949**-ről*, 135 p.

Bowie, S., Kvalheim, A. & Haslam, H. (ed.) 1978: *Mineral Deposits of Europe. Vol. 1: Northwest Europe.* — The Institution of Mining and Metallurgy and The Mineralogical Society, London, 362 p.

Braun L., Petrovics I. & Szalay I. 1989: A Szuha-völgye és a Darnó-öv reflexiós szerkezetkutatása. — *MÁELGI Évi Jelentése **1987**-ről*, 39–41.

Csalagovits I. 1973: A Rudabánya környéki triász összlet geokémiai és ércgenetikai vizsgálatának eredményei. — *MÁFI Évi Jelentése **1971**-ről*, 61–90.

Fodor B. (szerk.) 2003: *Magyarország ásványi nyersanyagvagyona.* — Magyar Geológiai Szolgálat, 205 p.

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. & Benkovics, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* **156,** 295–334.

Grill J. 1989: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. — *MÁFI Évi Jelentése **1987**-ről*, 411–432.

Hadobás S. & Szakáll S. 2001: *Rudabánya ásványai. Egy régi bánya új élete. Világhírű lelőhely!* — Kőország Kiadó, Budapest, 176 p.

Heinrich, C. A. & Neubauer, F. 2002: Cu – Au – Pb – Zn – Ag metallogeny of the Alpine–Balkan–Carpathian–Dinaride geodynamic province. — *Mineralium Deposita* **37/6,** 533–540.

Hofstra, A. H., Korpás L., Csalagovits I., Johnson, C. A. & Christiansen, W. D. 1999: Stable isotopic study of the Rudabánya iron mine, a carbonate-hosted siderite, barite, base-metal sulfide replacement deposit. — *Geologica Hungarica series Geologica* **24,** 295–302.

Kiss J. 2003: A polgárdi Szár-hegy geológiája és ércesedése. — In: Szakáll S. & Fehér B. (eds): A polgárdi Szár-hegy ásványai. — *Topographia Mineralogica Hungariae* **8,** 29–54.

Koch A. 1904: A Rudabányai-szentandrási hegyvonulat geológiai viszonyai. — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **22,** 132–145.

KORPÁS, L., HOFSTRA, A. H., ÓDOR, L., HORVÁTH, I., HAAS, J. & ZELENKA, T. 1999: Evaluation of the prospected areas and formations. — *Geologica Hungarica series Geologica* **24,** 197–289.

KOZLOWSKI, A. 1995: Origin of Zn-Pb ores in the Olkusz and Chrzanów districts: a model based on fluid inclusions. — *Acta Geologica Polonica* **45,** 83–141.

LESS GY., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L. & GYURICZA GY. 1988: *Az Aggtelek–Rudabányai hegység 1:25 000 földtani térképe.* — MÁFI, Budapest.

LESS, GY. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek–Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians — a rewiev. — *Slovak Geological Magazine* **6/2–3,** 260–268.

LESS, GY. & MELLO, J. (eds) 2004: *Geological map of the Gemer–Bükk area, 1:100 000.* — MÁFI, Budapest.

PANTÓ G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — *MÁFI Évkönyv* **44/2,** 329–637.

PANTÓ E., PANTÓ G., PODÁNYI T. & MOSER K. (eds) 1957: *Rudabánya ércbányászata.* — Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, Budapest, 421 p.

PÁLFY M. 1924: A Rudabányai-hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei. — *MÁFI Évkönyv* **26/2,** 1–27.

PARADIS, S., HANNIGAN, P. & DEWING, K. 2007: Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. — In: GOODFELLOW, W. D. (ed): Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. — *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication* **5,** 185–203. URL: http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth_dep/mvt/pdf/deposit_synthesis_mvt.paradis.pdf

SZAKÁLL, S. 2001: *Comparison of the Rudabánya (Hungary) and Nižná Slaná (Slovakia) metasomatic iron and hydrothermal sulphide ore deposits — with special references to the mineral paragenesis of Rudabánya.* — PhD értekezés, Kassai Műszaki Egyetem, Miskolc–Košice.

SZENTPÉTERY I. 1988: A Rudabányai-hegység és környezetének oligocén, alsó-miocén képződményei. — *MÁFI Évi Jelentése* ***1986**-ról,* 121–128.

SZENTPÉTERY I. 1998: A Rudabánya–690 sz. földtani alapfúrás. — *Földtani Közlöny* **127/1–2,** 179–198.

SZENTPÉTERY I. & LESS GY. (ed.) 2006: *Az Aggtelek–Rudabányai hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez.* — MÁFI, Budapest, 92 p.

ZELENKA T., KALÓ J. & NÉMETH N. 2005: Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete. — *Földtani Közlöny* **135/4,** 493–511.

Kézirat beérkezett: 2009. december 15.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/3, 293–302., Budapest, 2010

Ásványok és kőzetek vizsgálata a Mars felszínén: vizsgálati, meghatározási lehetőségek

KERESZTURI Ákos[1], CSORBA Ádám[2]

[1]Collegium Budapest Institute for Advanced Study,
ELTE TTK Planetológiai Műhely,
Magyar Csillagászati Egyesület
[2]ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Mineralogical and petrographical analysis of the surface of Mars, possibilities for determination and classification

Abstract

The mineralogical and petrological characteristics of Mars could be ingrated into the general surface evolution of the planet with the methods of classical geology on the Earth. Basaltic rocks cover the southern, while andesitic or weathered basalts cover the younger northern hemisphere. The cooling and drying Martian environment produced phyllosilicates under relatively warm and wet conditions in the early period of the planetary evolution. Later cold and acidic episodic water produced sulphates, and their crystal water content is keep on changing according to the climatic changes. During the longest and most recent period ephemeral microscopic water films, and dry gas-mineral interactions produced various iron-oxides and oxihydroxides. Other mineral alterations point to the presence of ancient hydrothermal systems, migrating mobile elements, and cementation of the regolith's topmost layer. The differently aged primary and secondary minerals can be found together in mixed form inside the regolith, because of the lack of global plate tectonism and the slower speed of geologic changes on Mars than on Earth.

Keywords: Mars, planetary science, petrology, mineralogy, weathering

Összefoglalás

A Mars felszíni ásványtani és kőzettani viszonyai a klasszikus „földi" megközelítés alapján a bolygó fejlődéstörténetébe beilleszthetők. Üde, bazaltos felszín az idős déli felföldeken, andezites kőzetek, avagy mállott bazaltok az északi fiatalabb vidékeken jellemzőek. A felszínen mállással keletkezett ásványok jellege a bolygó hűlő és szárazodó viszonyait tükrözik: eleinte rétegszilikátok keletkeztek „meleg" és nedves környezetben. Később a ritkán megjelenő víz hideg és savas volt, szulfátok váltak ki belőle, amelyek kristályvíztartalma az éghajlati ingadozásoknak megfelelően ma is változhat. A Mars leghosszabb, ma is tartó időszakában mikroszkopikus skálájú vízbevonatok és gáz-ásvány kölcsönhatások révén vas-oxidok és oxihidroxidok keleztek. Az ásványtani jellemzők időszakos hidrotermális átalakulásokra, mobilis elemek migrációjára, és a regolit legfelső rétegének cementációjára is utalnak. A különböző korú elsődleges és másodlagos ásványok a lemeztektonika hiánya, és a földihez képest gyenge geológiai aktivitás miatt a felszínt borító regolit rétegben keverten fordulnak elő.

Tárgyszavak: Mars, planetológia, ásványtan, kőzettan, mállás

Bevezetés

Habár a cím mást sejtet, a cikk sajnos nem arról szól, hogy geológuskalapáccsal a kézben bejárva milyen a Mars felszíne ásvány- és kőzettani szempontból. Ennek ellenére sok konkrét ismeretünk van már a vörös bolygóról, amelyeket a földiekkel összehasonlítva érdekes megállapítások tehetők, még akár az ásvány- és kőzetképződési, valamint átalakulási folyamatok is jobban megismerhetők, hiszen azokat a megszokottól eltérő körülmények között figyelhetjük meg. Az alábbiak az ELTE TTK-n 2008-ben tartott „A Mars geológiája" című kurzus kapcsolódó részén alapulnak (KERESZTURI, HORVAI 2009, HORVAI, KERESZTURI 2009), célja, hogy példákat nyújtson arra, miként lehet a bolygótudományi ismereteket a földtudományi oktatás ásvány- és kőzettani vonatkozásaiban elhelyezni, felhasználni.

Az anyagfejlődés törvényszerűségeit annál jobban értjük, minél több példát találunk az egyes folyamatokra. Ha

például a bazaltok képződését, vagy mállásuk eredményét nem csak földi viszonyok között vizsgáljuk, jobban megérthetjük milyen tényezők játszanak fontos szerepet az ásványtani- és kőzettani átalakulásokban. Olyan ez, mintha adott folyamatot eltérő laboratóriumi viszonyok között hasonlítanánk össze. Az egyes égitesteket sajátos laboratóriumoknak is tekinthetjük: más jellemzői lesznek egy vulkánkitörésnek a Földön, mint a Marson, vagy a Vénuszon (GYENIZSE 2008), vagy esetleg a Vesta nevű kisbolygón.

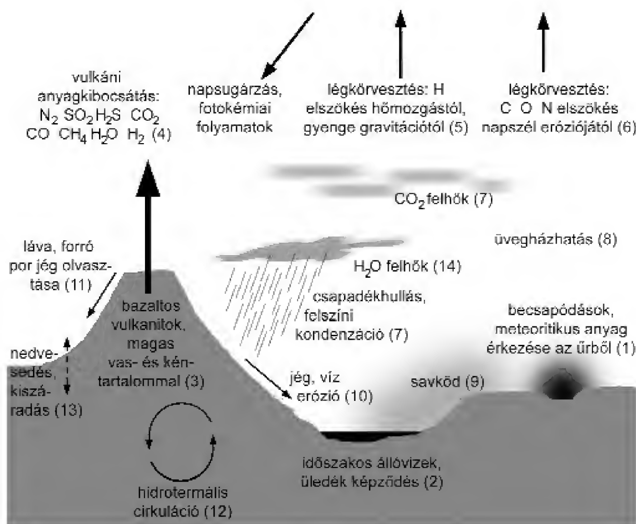
Az alábbiakban ásvány és kőzettani viszonyok szempontjából tekintjük át a Naprendszer bolygói közül a Föld mellett a legjobban ismert, és a földi viszonyokhoz leginkább hasonló távoli helyszínt: a Marsot, főként az elmúlt évek új eredményeire fókuszálva, a korábban említett kurzus anyaga szerint. Ennek megfelelően itt nem tárgyaljuk a Marson kívül a meteoritok és holdkőzetek ásvány- és kőzettani jellemzőit — amelyekről gazdag irodalom érhető el magyar nyelven is (BÉRCZI et al. 2008; BÉRCZI 2007, 1991; GUCSIK et al. 2007).

A marsi környezet sajátságai

A Mars tömege kb. tizede a Földének, összetételét tekintve a mi planétánkhoz hasonló kőzetbolygó. Átlagsűrűsége 3,95 g/cm^3 kb. 1500 km sugarú fémes magját szilikátos köpeny, majd 50–150 km vastag kéreg borítja. A földnél kisebb tömege miatt csekélyebb belső hőforrásai vannak. A marsfelszíni környezet több szempontból is eltér a földitől, amely a kialakuló kőzeteket, és azok későbbi átalakulását is befolyásolja (1. ábra). Mai ismereteink alapján a bolygó ásvány és kőzettani összetétele a Földhöz viszonylag hasonló, az oxigén-, és kéntartalma valamivel nagyobb a Földénél. Saját bolygónkhoz viszonyítva a kisebb tömeg kevesebb hőforrást jelent, a keletkezésekor lezajlott összeállás hőfelszabadulása, és a radioaktív bomlásból származó hő miatt. A gyengébb belső differenciáció, miatt köpenyének és kérgének ezért magasabb a vastartalma, amely a magmák összetételét befolyásolja.

A felszíni ásványi átalakulások terén is sok az eltérés, ezek: a nagyobb naptávolság és a gyengébb üvegházhatást okozó ritkább légkör miatt alacsonyabb az átlaghőmérséklet, ezért ritkább a folyékony víz előfordulása a Marson, mint a Földön. A földinél szerényebb belső energiaforrások miatt korán leállt a magban a dinamóhatás, és megszűnt a globális mágneses tér, ettől pedig a napszél (a Napból kiáramló töltött részecskék együttese) gyorsabban erodálta a légkört. A légkörvesztés szintén a hűlés és szárazodás irányába hatott, utóbbiak lassú és gyenge mállást eredményeznek a bolygón (LAMMER et al. 2003).

A lemeztektonika feltételezett korai leállása vagy hiánya nyomán nincs globális anyagkörforgás a Marson, a légkörből kiváló illók tartósan tárolódhatnak a kőzetekben. Emellett egymástól erősen eltérő korú, és így különböző kemizmusú, más-más átalakulást képviselő anyagok is



1. ábra. A felszín ásványtani és kőzettani fejlődése szempontjából fontos folyamatok a Marson, amelyek globálisan befolyásolják a mállást és a H_2O előfordulását

Figure 1. *Processes on Mars, which are important for the mineral and petrological evolution, and affect the weathering and chemistry, as well as the presence of H_2O*

Where: 1 – meteoritic impacts, 2 – ephemeral standing water bodies, sediment formation, 3 – basaltic magmas with high Fe and S content, 4 – volcanic gas release, 5 – atospheric gas escape, 6 – atmospheric erosion by solar wind, 7 – precipitation, 8 – greenhouse effect, 9 – acid fog, 10 – erosion by water and ice, 11 – ice melting by hot volcanic products, 12 – hydrothermal circulation, 13 – drying, wetting cycles, 14 – waterice clouds

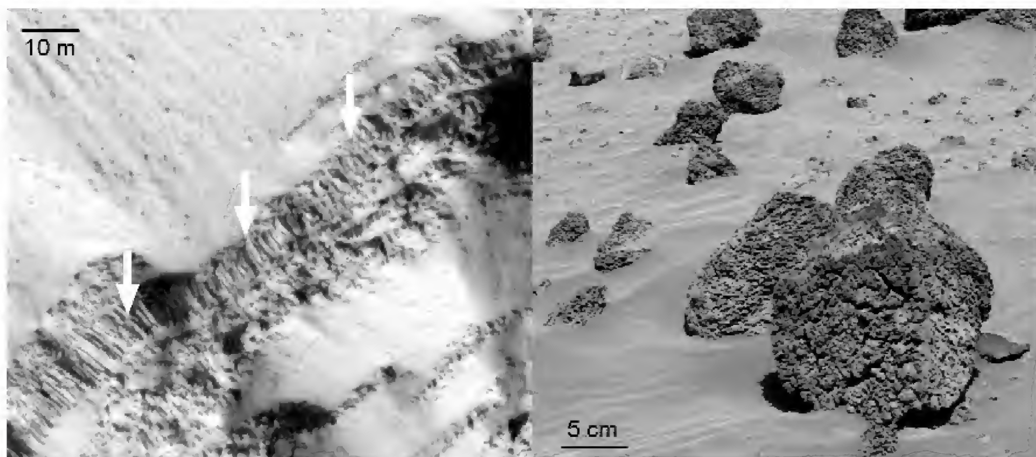
egymás közelében halmozódhatnak fel a bolygón (McSWEEN és KEIL 2000).

Ásvány- és kőzettani viszonyok a felszínen

A Mars felszínének összetételére távérzékeléses adatok, a leszállóegységek felszíni vizsgálatai, valamint a Földre hullott marsi eredetű meteoritok elemzése alapján következtethetünk. A bolygó felszínét sok helyen a szelek átkeverő hatása által homogenizált anyagú por borítja, amely abszorpciós vonalakban szegény, főleg amorf vagy gyengén kristályos szerkezetű. Az általános vöröses szín az ultraibolya és kék tartományban fellépő erős elnyeléstől áll elő, amely vas-oxidoktól származik (FERGASON et al. 2006).

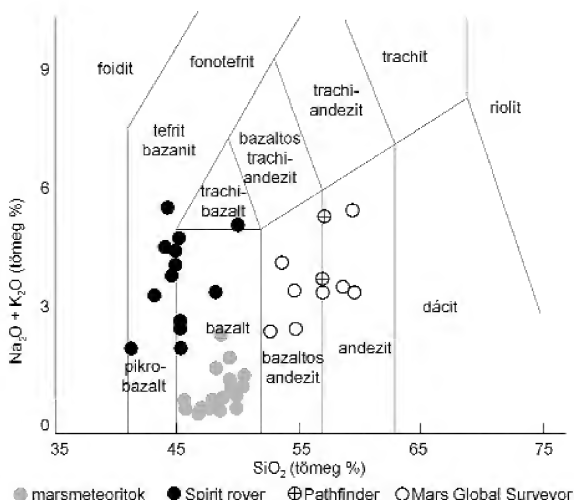
A marsi meteoritok mind bázisos-ultrabázisos jellegű magmás kőzetek, közöttük piroxenit, dunit, bazaltos és peridotitos kemizmusúak jellemzőek (metamorf és üledékes kőzetekből állók nem ismertek eddig). Anyaguk inkompatibilis elemekben a földi kőzetekénél szegényebb, ami a mi bolygónkon jellemzőnél kisebb belső differenciációra utal a Mars esetében (BREUER et al. 1993). A leszállóegységek felszíni mérései alapján főleg bazaltok (2. ábra), alárendelten bazalt andezitek esetleg andezitek jellemzőek a bolygó felszínén (3. ábra) — de kisebb mennyiségben üledékes kőzetek is vannak, és különféle átalakulások nyomai is felismerhetők (BURNS & FISHER 1990). Utóbbiak az egykori mállási viszonyokra utalnak, amit a cikk második felében tekintünk át (4. ábra).

A felszínt színképi jellemzői szempontjából első közelítésben vízjégre és széndioxidjégre, valamint kőzetekre és azok törmelékére oszthatjuk. A jégmentes területeket egyenetlen eloszlású por borítja. Ezek főleg világos, kis hőtehetetlenségű (azaz gyorsan melegedő és hűlő) területek, míg a sötétebb és nagyobb hőtehetetlenségű vidékek cementált anyagúak, a legsötétebbek és legmagasabb hőtehetetlenségűek a szálkőzeteketek. Ezért negatív korreláció mutatkozik a hőtehetetlenség és az albedo között: minél kisebb egy terület albedoja (minél sötétebb), annál nagyobb a hőtehetetlensége. Ugyanakkor a sűrűség és a hőtehetetlenség között pozitív korreláció van: minél na-



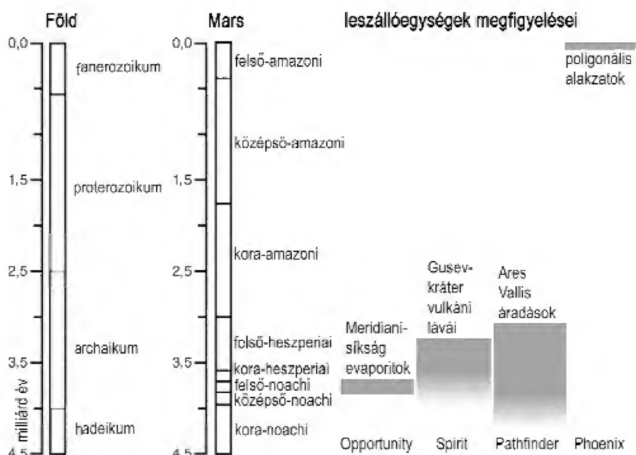
2. ábra. Oszlopos elválásos alakzatok a Marte Vallis térségében lévő bazaltsíkságnak egy meredek falon kibukkanó 200 m széles részén (balra) és egy 40 cm-es, a becsapódások által kidobott hólyagüreges bazalt szikla a Spirit rover felvételén (jobbra) (NASA/JPL-Caltech/Cornell/NMMNH)

Figure 2. *Columnar jointing at the Marte Vallis area visible along the outcrops at a steep wall on the 200 m wide image (left), and a 40 cm diameter pitted basaltic impact fragment rock on the surface photographed by Spirit rover (right)*



3. ábra. A megvizsgált marsi magmás és vulkanikus kőzetek a TAS diagramon (WITTER et al. 2005 nyomán)

Figure 3. *The observed magmatic and volcanic rocks of Mars on the TAS diagram*



4. ábra. A földi (balra) és a marsi (középen) korskála összehasonlítása, valamint az Opportunity, Spirit, Pathfinder és Phoenix-űrszondák leszállóhelyén megfigyelt képződmények keletkezési kora

Figure 4. Geochronological table of the Earth (left) and the Mars (middle), with the age range of rocks analysed in situ by the Opportunity (Meridiani evaporites), Spirit (volcanic lavas in Gusev crater)t, Pathfinder (water outflows by Ares channel) and Phoenix lander (poligonal features) (right)

gyobb a hőtehetetlenség, annál sűrűbb az anyag (tömör szálkőzet, vagy üregeit cement tölti ki).

A Mars felszíni üde kőzetei főleg bazaltok, illetve bazaltos andezitek, a keringő egységek (HAMILTON et al. 2003) és a leszállóegységek (LARSEN et al. 2000) mérései alapján. (Az alábbiakban tehát nem említjük az üledékes folyamatokkal keletkezett kőzeteket.) A legfontosabb kőzetalkotó szilikátok az olivin, a piroxének és a földpátok. Az ásvány- és kőzettani jellemzők globális elemzése révén a bolygó fejlődéstörténetébe is bepillanthatunk, amiben a távérzékelés nyújt segítséget.

Színképi elemzések

A Mars sötét, szálkőzetekből álló, pormentes területei első közelítésben két eltérő területtípusra oszthatók, amelyeket 1-es és 2-es típusnak neveznek (Surface Type-1 [ST1], Surface Type-2 [ST2]) (BANDFIELD et al. 2000).

Az 1-es típus magas vastartalmú bazaltos vidék, plagioklász földpátokkal és klinopiroxénnel. Típusterülete a Syrtis Mayor, és főleg a déli idős, sűrűn kráterezett területeken jellemző. A bolygó idős, 4,0–4,4 milliárd évvel ezelőtti bazaltos, kevéssé átalakult kérgét képviselheti. (Hasonló korú, de nem üde, hanem mállás nyomát képviselő ásványok is előfordulnak a bolygón — lásd később —, de azok aránya túl kicsi ahhoz, hogy külön típusként sorolják be őket.) Az 1-es típus ott fordul elő, ahol vastagabb a kéreg, de kisebb előfordulásai a vékonyabb kérgű északi síkságokon is megtalálhatók — elképzelhető, hogy északon a 2-es típusú terület alatt helyezkedik el. Emellett az 1-es típusú vidék jellemzően idősebb a 2-es típusúnál (BANDFIELD 2002).

A 2-es típus főleg az északi mélyföldeken fordul elő, de kisebb gyakoriságban a déli felföldeken is megjelenik, fő komponensei a plagioklász földpátok és korábbi megfigyelések alapján a vulkáni üveg. Az egyik lehetőség szerint anyaga andezit, erre utalnak a Mars Pathfinder egyes megfigyelései (REIDER et al. 1997), amely bazaltos kemizmusú kőzet részleges olvadásával keletkezhetett, és akár ősi szubdukcióra is utalhat. A másik lehetőség, amelyre főleg az újabb modellek utalnak, hogy vizes közegben átalakult bazalt alkotja (WYATT & MCSWEEN 2002), amelynek üvegtartalma vizes közegben elmállott. A két lehetőség között nehéz különbséget tenni távérzékeléses megfigyelésekkel, mivel a vulkáni üveg, valamint annak és a bazaltnak a mállásával keletkezett ásványok (szmektitek, palagonitok, zeolitok stb.) hasonlóan jelennek meg a színképekben a ma elérhető spektrális felbontás mellett (WYATT et al. 2004).

Az első lehetőség esetében a szilícium-dioxidban gazdagabb 2-es típus a fiatalabb vidékeken jellemző, amely egybevág azzal a képpel, hogy a korábban kialakult bazaltos kéreg esetleges recirkulációjával, alábukásával, átalakulásával, majd magmás és vulkáni tevékenység révén ásványdifferenciációval, andezithez hasonló anyag keletkezett. A második lehetőség pedig annak az elgondolásnak kedvez, amely szerint az északi területeket borították egykor ősi állóvizek (SIK & KERESZTURI 2005), ezek nyomán találhatóak ott mállástermékek. A 2-es típusból nem csak északon van több, hanem az általában nagyobb szélességen is jellemző, ahol szorosabb kapcsolatba kerülhetett a jéggel, és ennek nyomán a víz hatására történt mállással is. Utóbbi alapján (ha mállástermékek vannak benne) nem biztos, hogy azok az ősi felszíni vizek nyomát őrzik — elképzelhető, hogy inkább a nagy szélességen lévő jég alkalmi megolvadása hozta létre őket. Egyesek szerint a Mars fejlődéstörténete alapján nem is várható ilyen nagy mennyiségű

andezit a bolygón. A két területtípus térbeli előfordulása között némi keveredés is megfigyelhető, és nem minden esetben jelent az 1-es típus nagyobb kéregvastagságot (WYATT et al. 2004).

A 2005-ben Mars körüli pályára állt Mars Reconnaissance Orbiter-űrszonda (MRO) fedélzetén elhelyezett CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) részletgazdag felvételei bepillantást engednek a felszínt alkotó kőzetek, és ásványok optikai — azaz a látható és közeli infravörös — tartományban mutatott spektrális tulajdonságaiba. A berendezés 370 és 3920 nanométeres hullámhossz között, 100–200 m térbeli felbontással rögzíti a felszíni sugárzást. A módszer alapja az, hogy a felszíni ásványok a Napból érkező fénnyel kölcsönhatásba lépve bizonyos hullámhosszúságú fotonokat átengednek (transzmisszió), elnyelnek (abszorpció), vagy visszavernek (reflexió). Az ásványokban e folyamatokat kémiai összetételük, és szerkezetük befolyásolja. A visszavert fényt %-os értékben a hullámhossz szerint ábrázolva az ásvány úgynevezett reflektancia spektrumát kapjuk, melyet az ásvány spektrális ujjlenyomatának nevezünk. Mivel minden ásvány pontosan meghatározott hullámhosszakon abszorbeál fotonokat, az abszorpciós minimumok vizsgálata segítségével detektálhatóak a felszínen.

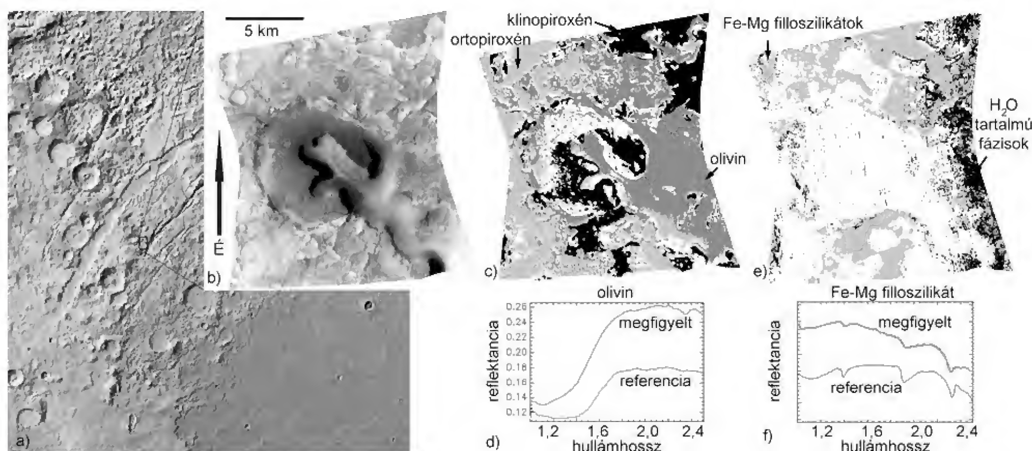
Az alábbiakban példát mutatunk a módszerre, amelyet a NASA által közzétett adatbázison ENVI szoftver segítségével végeztünk ásványmeghatározás céljából (CSORBA és KERESZTURI 2009). A példaterület a Nili Fossae nevű tektonikus alakzat (é.sz. 22° k.h. 75°), amely rétegszilikátokban gazdag üledékkel van részben kitöltve, illetve karbonátok is azonosíthatók a térségben (5. ábra). Az 5. ábrán az alábbi jellemzők figyelhetők meg: a) A terület színmagasság ábrázolású térképe. b) A vizsgált részlet hamisszínes CRISM infravörös felvétele (vörös: 2,5295 μm, zöld: 1,5066 μm, kék: 1,08 μm hullámhossz). c) A spektrális vizsgálatokkal kapott RGB kompozit képről készült szürkeárnyalatos változat a mafikus ásványok elterjedéséről. A közepszürke szín olivint, a világosszürke ortopiroxént, a fekete klinopiroxént jelöl.

d) Színképek összehasonlítása: az olivinben gazdag terület spektrális görbéje (fent), és az USGS spektrális könyvtárából az ehhez legjobban illeszkedő olivin spektrumgörbe (lent). e) Spektrális RGB kompozit képről készült szürkeárnyalatos változat a filloszilikátok elterjedéséről (világosszürke: Fe-Mg filloszilikátok, fekete: H_2O-tartalmú fázisok). f) A Fe-Mg filloszilikát gazdag terület spektrális görbéje (fent) és az USGS spektrális könyvtárából ehhez legjobban illeszkedő nontronit spektrumgörbéje (lent)

Elsődleges és másodlagos ásványok

A Mars felszíni összetételéről nagy méretskálán a keringő egységek által bolygó körüli pályáról végzett megfigyelések adnak információt. Ezek értelmezésénél fontos, hogy gyakran nem a szálkőzetet, hanem a málladéktakarót figyelik meg, érdemes továbbá figyelembe venni, hogy általában a felszínen látható, és a helyben megvizsgált kőzetek többsége igen idős (4. ábra). A mállás igen lassú a Marson, és eléggé különbözik a földitől, regolit mégis szinte mindenhol található az égitesten. Először ennek morfológiai majd ásványtani leírása olvasható az alábbiakban.

A regolit morfológiai szempontból három egységre osztható: 1. por, a legfelső nem konszolidált rész, amely szoros kapcsolatban van a légkörrel, 2. összecementált réteg és rögök (kemény felszín „duricrust"), amely mechanikailag ellenállóbb a pornál, és szulfát sók valamint hematit cementálja, kloridtartalma is jelentős, 3. sziklák jelentős része a becsapódások során kilökődött törmelék. Megjele-



5. ábra. Színképelemzés eredménye a Nili Fossae térségében

Figure 5. *Spectral analysis at the Nili Fossae region*

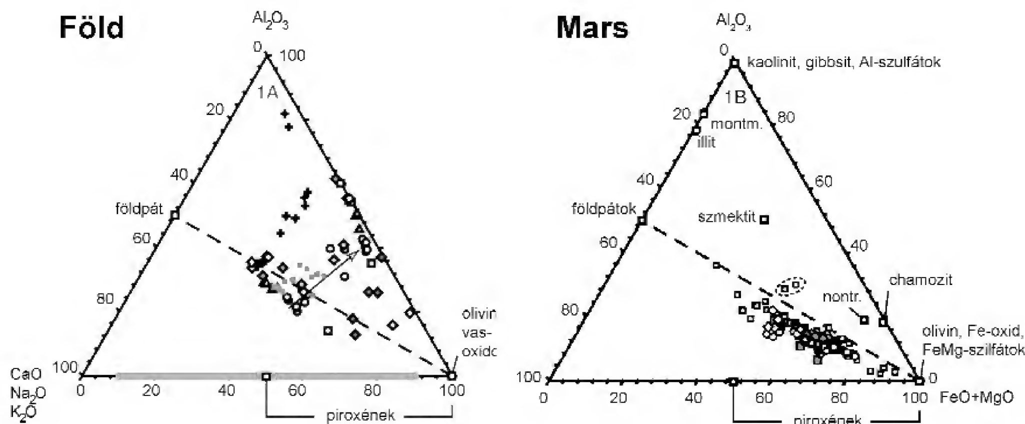
Where megfigyelt=observed, hullámhossz=wavelength, filliszilikátok=phyllosilicates, H_2O tartalmú fázisok=H_2O containing phases

nésük változatos (tömör, lyukacsos, breccsás), néhol hólyagüreges, és a szélerózió nyomát viseli.

A marsi regolit idős, sokféle folyamat eredménye, ugyanakkor általánosságban kevésbé mállott, mint a földi hasonló eredetű kőzet (6. ábra). A Phoenix-leszállóegység például mállott vas-oxidot, de üde olivint és vulkáni üveg szemcséket egyaránt talált benne. Felszínközeli része 30–50% porozitású, nagy felületével fontos a légköri vízpára, és a szén-dioxid megkötésében. Mivel a bolygón (ha egykor volt is), már régóta nem lehet globális lemeztektonika, a regolit a felszíni folyamatok eredménye. Mélyebben (2–6 km mélységig) a gyengébben töredezett megaregolit lehet jellemző, amelynek szerkezetét főleg az ősi becsapódások tördelték fel.

a Valles Marineris völgyeiben található, ott néhol meglepően nagy, kilométer vastag, látványosan rétegzett összleteket alkotnak. Vagy bepárlódó vizekből váltak ki evaporitok módjára, és/vagy bazaltokban lévő szulfidok mállásával helyben keletkeztek. Utóbbi átalakulást kiváltó tényezőt savködnek is nevezik, amelyben mikroszkópikus vastagságú vízfilm borította be a felszíni anyagokat. A folyadék talán vulkáni kigőzölgéssel a légkörbe került SO_2-től volt savas kémhatású. Mivel a szulfátok kristályszerkezetükben sok vizet tudnak megkötni, fontosak a Marson (VANIMAN et at. 2004)(7. ábra).

— *Karbonátok*: a légköri szén-dioxid és az egykori folyékony víz jelenlétére utaló nyomok alapján sok karbo-



6. ábra. Földi és marsi kőzetek eloszlása az Al_2O_3 – (CaO+Na_2O+K_2O) – FeOx+MgO diagramon

Balra mállott földi magmás és vulkanikus kőzetek és mállástermékeik láthatók, jobbra hasonló adatok a Viking-1 (háromszög), a Pathfinder (élére állított négyzet), a Spirit (négyzet) és az Opportunity (karika) felszíni méréseiből származnak. Jól megfigyelhető, hogy a Marson sokkal kisebb a földihez hasonló mállástermékek aránya (HUROWITZ és MCLENNAN 2007 nyomán)

***Figure 6.** Distribution of rocks from Earth (left, magmatic rocks and their weathering products) and Mars (right, rocks analyzed by Viking-1, Phoenix, Spirit and Opportunity landers) on the Al_2O_3 – (CaO+Na_2O+K_2O) – FeOx+MgO) diagram*

Weathering products are much more rare on Mars than on Earth (földpát=feldspar, szilikátok=silicates)

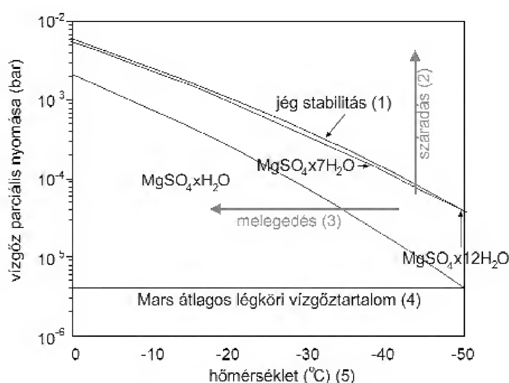
A regolitra néhol használt marstalaj kifejezés nem szerencsés, de elterjedt. Ez a mechanikai és kémiai hatásoktól átalakult néhány centiméter vastag feszíni rétege a regolitnak. A földi talajtól eltér abban, hogy míg bolygónkon az élőlények és aktivitásuk a fontos elemét képezik a talajnak, addig a Marson hasonlóról egyelőre nincs tudomásunk. Összetétel szerint legfontosabb komponensei: SiO_2 43%, Fe_2O_3 18%, Al_2O_3 7%, SO_2 7%, MgO 6%, CaO 6%, Na_2O 1%. A Spirit és az Opportunity kőzetkaparó berendezése alapján mállási kérgek is vannak egyes sziklákon.

Az átalakult felszíni anyagok a regolit idős kora révén az egykori felszíni viszonyokba, az ott zajló mállás jellegébe is betekintést nyújtanak:

— *Szulfátok*: ezek nagyobb arányban vannak a marsi felszínalkotó anyagokban, mint a Földön. Szinte mindenhol előfordulnak a regolitban, koncentrációjuk általában 8–12% körüli, de mértek már 25%-ot is. Fontos ásványuk a jarosit $(K,Na,H)Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$, a gipsz $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, a kieserit $(MgSO_4 \cdot H_2O)$, és a polihidratált szulfátok. Legtöbb belőlük

nátos üledék várható a Marson. Ezeknek sokáig nem akadtak a nyomára, és csak 5%-nál kisebb mennyiségben mutatkoztak karbonátok (feltehetőleg hidromagnezit $(Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ vagy artinit $Mg_2(CO_3)(OH)_2 \cdot 3H_2O$ formájában), a regolitban. A legidősebb marsmeteoritban is találtak kevés Ca-Mg-Fe kabonátot. Eddig egy nagyobb kibukkanásukat azonosították egy 1500 km-es kráterben lévő Nili Fossae nevű törésrendszer térségében (EHLMANN et al. 2008). Itt magnézium-karbonát lehet együtt olivinnel és agyagokkal. A karbonátos ásványok ősi, közel semleges vagy lúgos pH-jú vizes környezetre utalnak, ugyanakkor az üde olivin előfordulása a mállás hiányára utal és nehezíti a pontos magyarázatot.

— *Rétegszilikátok*, ezen belül főleg vasban és magnézium ban gazdag szmektitek. Az agyagtartalmú kőzetek az idős, noachi korból maradtak vissza (kb. 4,5–3,5 milliárd éve), és a mainál melegebb éghajlaton vizes mállással keletkezhettek. Főleg az idős déli felföldeken bukkannak ki a fiatalabb lávatakarók alól, emellett üledékes képződmé-



7. ábra. Magnézium szulfátok stabilitása a mai marsi felszíni viszonyok között
A hőmérséklet tartomány a bolygó kis szélességen jellemző értékeket fedi le. Látható, hogy az $MgSO_4 \cdot 12H_2O$ és az epsomit ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) nem stabil ma a Marson, de pl. a kieserit ($MgSO_4 \cdot H_2O$) stabil a legtöbb környezetben. Ellenben ha a jég is megjelenik, a korábbi kettő egyből stabil lesz újra, mivel az éghajlat és a felszíni viszonyok változása révén egyes marsi területek fizikokémiai adottságai változnak, ezért azok elhelyezkedése eltolódik a diagramon (MARION & KARGEL 2005 nyomán)

Figure 7. *Stability of magnesium-sulphates on Mars according to the environmental conditions for temperature ranges at low latitude regions of Mars $MgSO_4 \cdot 12H_2O$ and epsomit ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) are not, but kieserite ($MgSO_4 \cdot H_2O$) is stable under the most environment types are present on Mars. When pure water ice is present, the former two are also stable. Because of the changes of surface conditions, the position of certain locations of the Martian surface on thie diagram may shift (after MARION & KARGEL 2005) (where [1] ice stability, water vapor partial pressure, [2] drying, [3] warming, [4] average atmospheric water vapor contnet on Mars, [5] temperature, [6] water vapor partial pressure)*

nyekben (pl. Holden-kráter, Jezero-kráter lerakódásaiban) is mutatkoznak, és marsmeteoritokban is előfordulnak.

— *Vas-oxidok és -hidroxidok*: a regolit fontos alkotói. Ásványi összetétel szerint:

— Hematit: alfa Fe_2O_3 a leggyakoribb vas-oxid a felszínen (mikrokristályos vörös, és kristályos szürke egyaránt előfordul). Feltehetőleg azért a legelterjedtebb vas-oxid a bolygón, mert stabil a mai felszíni viszonyok között, és sok egyéb vas-oxid, -oxihidroxid átalakulásának végső állomása. Keletkezhetett hidrotermális átalakulás (CATLING & MOORE 2003), illetve palagonizáció keretében alacsony hőmérsékletű mállással (lásd később) (BISHOP et al. 1998).

— Goethit (alfa-FeOOH) a hematit után a második leggyakoribb oxidált Fe-ásvány, marsmeteoritokban azonosították, valamint a Spirit rover által a Clovis nevű kődarabban is megtalálták. Feltehetőleg vizes közegben keletkezett, jelentős része később hematittá alakult.

— Magnetit (gamma-Fe_3O_4) és titanomagnetit ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$) a fő mágnesesezhető komponens lehet a regolitban (MADSEN et al. 2003)

— További bizonytalanabbul ismert, illetve feltételezett vastartalmú összetevők: ferrihidrit ($5Fe_2O_3 \cdot 9H_2O$), lepidokrokit (gamma-FeOOH) és akaganéit (béta-FeOOH vagy béta-Fe^{3+}(O,OH,Cl)), schwemannit ($Fe^{+3}_8O_8(OH)_6(SO)_4$, ferroxyhit (delta-FeOOH).

Összefoglalóan elmondhatjuk: A regolitot elsősorban átalakult bazalt képezi, a becslések alapján ennek kb. 5–8%-át adhatja kívülről érkezett meteorikus eredetű anyag. A felszín felső, néhány cm vastag rétege ún. palagonitos jellegű, legjobb spektroszkópikus földi analógiája a Mauna Kea palagonitja. A földi palagonit barna és szürke színű gyengén definiált kőzetanyag, tufa és vulkáni üveg mállásával keletkezik vízzel kapcsolatos átalakulás révén (NELSON et al. 2005). Gyengén kristályos szerkezetű, főleg nontronit, montmorillonit, egyéb szmektitek, zeolitok, oxihidroxidok, szerpentinásványok, foszfátásványok, hematit és különböző amorf összetevők alkotják. Anyaga erősen oxidált, vastartalma a marsi bazalthoz hasonló, S-, Cl- és P-tartalma nagyobb az átlagos bazalténál, ami feltehetőleg vulkáni eredetű lehet, Ca-ban viszont szegényebb a bazaltnál, amit feltehetőleg víz oldhatott ki belőle.

A regolit fontos alkotóelemei továbbá az oxidánsok. Ezek létezését a Viking-leszállóegységek, valamint a Phoenix-űrszonda vizsgálatai ($KClO_3$, $NaClO_3$) is jelezték, emellett H_2O_2-t földi távcsöves megfigyelésekkel is azonosítottak a légkörben. Az oxidánsokból mintha kis szélességen több lenne, amelynek egyik lehetséges oka, hogy a nagy szélességen előforduló H_2O lebontja azokat. Az oxidánsok kis koncentrációjuk ellenére fontosak, mivel lebontják a szerves anyagot, köztük pl. a légköri metánt, vagy a lehulló kondrit meteoritokban lévő széntartalmú molekulákat. Az oxidánsokat létrehozhatják elektrosztatikus hatások az összesúrlódó porszemcsék között (pl. porördögökben, becsapódások során, vagy a széltől vándorló porszemcséknél), emellett 100–200-szor kisebb gyakoriságban a regolit és az UV-sugárzás kölcsönhatásaként is keletkezhetnek (ATREYA et al. 2006).

Összefoglalás

A földitől részben eltérő viszonyok között a bolygónkon megszokottól eltérő aprózó (KUTI & KERESZTURI 2009) és mállásos folyamatok jellemzőek a Marson, amelyek az egykori környezetre és folyamatokra engednek következtetni. Míg a Földön a mállás folyamán a folyadék-ásvány reakciók jellemzőek, a Marson gáz-ásvány reakciók is fontosak lehetnek, amelyek igen lassan mennek végbe. A nedvesebb periódusokban azonban a folyadék okozta mállás is fontos tényező, amelynek erősségét a vízaktivitás (relatív nedvességtartalom) segítségével jellemezhetjük. Utóbbi változása szerint tolódhat el a mállás jellege a főként gázokkal vagy folyadékkal történő kölcsönhatás felé, de többnyire hűvös, száraz környezetre utalnak a mai felszíni ásványok. Fontos általános jellemvonás, hogy míg sok helyen a száraz viszonyokra utaló olivin jellemző, addig az egykori vizes környezetekben eredetileg limonit (goethit), majd abból dehidratációval képződött hematit várható, emellett szulfátok is képződtek a vizes környezetekben.

Mindezek segítenek az egykori felszíni viszonyok rekonstruálásában. Fontos tényező, hogy a Marson jó ideje nincs (vagy sosem volt) globális lemeztektonika, ezért az egyszer kivált ásványok jelentős része a lerakódás helyén maradt. Eltérés még a földitől, hogy a felszínre hullott

meteoritok is felhalmozódnak a bolygó felszínén, amelyek főleg redukált összetevőkből állnak, és egyes becslések alapján 20–30%-át is adhatják a regolitnak.

A bolygó fejlődéstörténete során jelentősen változtak a felszíni viszonyok, amelyek nem csak az egyes alakzatok morfológiájában (pl. idős folyóvölgyek, tó- és gleccsernyomok) követhetők, hanem hatására az ásványi jellemzők, a mállásos folyamatok is módosultak. A krátersűrűség alapján elkülönített három nagy marsi időszak a jellemző mállástermékekben is megjelenik:

— Noachi időszak (4,5–3,6 milliárd éve): vizes mállás, mainál melegebb viszonyok között. Ekkor vízgőzben gazdagabb volt a légkör, magas víz/kőzet arány mellett zajlott az átalakulás, amely ekkor hasonlított leginkább a földire, jellemzően filloszilikátokat létrehozva.

— Heszepriai időszak (3,6–1,8 milliárd éve): helyenként és alkalmanként megjelenő hideg és savas vizekből alkalmanként kiterjedt szulfátos üledékek váltak ki, ekkor általában alacsony víz/kőzet arány mellett zajlott a mállás.

— Amazoni (1,8 milliárd évtől máig): hideg és száraz időszak, gáz-ásvány, vagy néha vékony vízfilm-ásvány reakciókkal. Időnként savköd jelent meg, és gyengén kristályos fázisok, főleg vas-oxidok keletkeztek. Ez az időszak jellemző ma is a bolygón, de néha, nedvesebb periódusokban a földi palagonizációhoz hasonló folyamat is zajlott.

Alkalmanként, főleg a vulkáni aktivitáshoz kapcsolódóan hidrotermális átalakulások is történhettek a Marson. Erre utal számos vulkánon lévő, az ott lerakódott jég belső eredetű olvadására utaló nyomok (NEUKUM et al. 2004), valamint a becsapódásos krátereknél a törmeléktakaróban lévő folyásnyomok és a becsapódás becsült hőfelszabadulása, továbbá a marsmeteoritokban lévő egyes oxihidroxidok és az agyagásványok is keletkezhettek így. A kén-, a klór- és a brómdúsulás a felszínen jelentős részben szintén hidrotermális eredetű lehet, főleg alacsony hőmérsékletű vizes átalakulásokból maradt vissza. Ezekhez nem minden esetben kellett nagyobb folyadéktest a felszínen, mikroszkópikus vastagságú vízfilm is kiválthatta őket, amikor kedvező éghajlati viszonyok közepette, vagy vulkáni aktivitás nyomán megjelent a bolygón.

Bár napjainkban a gáz-ásvány reakciók dominálhatnak a Marson, de helyenként ezek könnyen eltolódhatnak az éghajlati kilengések miatt (KERESZTURI 2007) az erősebb folyadékhatás irányába. Ma a hematit a legstabilabb a vas-oxidok közül. A lassú változások szempontjából érdemes még kiemelni a szél hatását, amely rendszeresen és globálisan átkeveri, homogenizálja a regolit felső poranyagát. Emellett ahol a szél intenzív eróziót fejt ki (erre morfológiai jelek utalnak), ott üde kőzetanyagot hantol ki a felszínre.

A cikkben vázolt témakörök arra is példákat nyújtanak, miként lehet a Mars ásvány- ás kőzettani jellemzőit az egyetemi földtudományi oktatásban felhasználni:

— A marsi jellemzők megismerése egyrészt segít annak megértésében, hogy a különféle folyamatok minden égitesten azonos fizikai és kémiai törvények szerint zajlanak.

— A Föld és a Mars közti különbségek segítenek az okokozati összefüggések megértésében. A Marson a nagy tömeg és belső erőforrások hiányában korábban abbamaradt vagy meg sem indult a lemeztektonika, ezért nem alakultak ki olyan differenciált magmás kőzetek, mint az a Föld esetében megfigyelhető.

— A bolygó fejlődése során változó hőmérsékleti és folyadékviszonyok arra mutatnak példát, miben tér el az ásványátalakulás a meleg és nedves, valamint a hideg és száraz viszonyok között.

— A regolit néhány elemben (pl. kén, klór) történő dúsulása (GREENWOOD et al. 2007) migrációs folyamatokra mutat extrém példákat, amelyek csak időnként, akkor zajlottak, amikor több folyékony víz volt elérhető a felszínen.

— A földi regolit egyveretű, avagy regionálisan/ lokálisan homogénebb jellegéhez képest érdekes ellentét a marsi erősen kevert, eltérő keletkezési viszonyokról árulkodó, regionálisan azonos jellegű regolit jelenléte.

— Az ásványok stabilitására és víztartalmának változására a földi mellett további és szélsőséges példát nyújtanak a vas-oxidok és -oxihidroxidok a Marson.

Köszönetnyilvánítás

A cikk hátterét képező munka elvégzését a Pro Renovanda Cultura Hungariae alapítvány támogatta. Köszönet illeti továbbá SZAKMÁNY Györgyöt szakmai-tanácsaiért.

Irodalom — References

ATREYA, S. K., AH-SAN, W., NILTON, R., FARRELL, O., WILLIAM, M., GREGORY, T. D., SENTMAN, D. D., CUMMER, S.A., MARSHALL, J. R., RAFKIN, S. C. R. & CATLING, D. C. 2006: Oxidant Enhancement in Martian Dust Devils and Storms: Implications for Life and Habitability. — *Astrobiology* **6/3,** 439–450.

BANDFIELD, J. L., HAMILTON, V. E. & CHRISTENSEN, P. R. 2000: A Global View of Martian Surface Compositions from MGS-TES. — *Science* 287. 5458, 1626–1630.

BANDFIELD, J. L., 2002: Global mineral distributions on Mars. — *Journal of Geophysical Research* **107/E6,** p. 9-1–9-19, doi: 10.1029/2001JE001510.

BÉRCZI Sz. 1991: *Kristályoktól bolygótestekig.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 97–104.

BÉRCZI Sz. 2007: A Mars kőzetei a marsi meteoritok alapján — *Fizikai Szemle* **2007/8,** 250–265.

BÉRCZI Sz., GUCSIK A., HARGITAI H., JÓZSA S., KERESZTURI Á., NAGY Sz. & SZAKMÁNY Gy. 2008: Kis atlasz a Naprendszerről (11): Kőzetszövetek a Naprendszerben. — ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport.

BISHOP, J. L., FROSCHL, H. & MANCINELLI, R. L. 1998: Alteration processes in volcanic soils and identification of exobiologically important weathering products on Mars using remote sensing. — *Journal of Geophysical Research* **103 (E13)**, 31457–31476.
BREUER, D., SPOHN, T. & WÜLLNER, U. 1993. Mantle differentiation and the crustal dichotomy of Mars. — *Planetary and Space Science* **41**, 269–283.
BURNS, R. G. & FISHER, D. S. 1990: Iron-sulfur mineralogy of Mars - Magmatic evolution and chemical weathering products. — *Journal of Geophysical Research* **95**, 14415–14421.
CATLING, D. C. & MOORE, J. M. 2003: The nature of coarse-grained crystalline hematite and its implications for the early environment of Mars. — *Icarus* **165**, 277–300.
CSORBA Á., KERESZTÚRI Á. 2009: A marsi Terby-kráter litológiai elemzése multi és hiperspektrális adatok felhasználásával. — *Előadás,* Ifjú Szakemberek Ankétja, 2009, Keszthely.
EHLMANN, B. L., MUSTARD, J. F., MURCHIE, S. L., POULET, F., BISHOP, J. L., BROWN, A. J., CALVIN, W. M., CLARK, R. N., MARAIS, D. J. D. & MILLIKEN, R. E. 2008: Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars. — *Science* **322**, 1828–1832.
FERGASON R. L., CHRISTENSEN P. R., BELL, J. F., GOLOMBEK, M. P., HERKENHOFF, K. E. & KIEFFER, H. H. 2006. Physical properties of the Mars Exploration Rover landing sites as inferred from Mini-TES–derived thermal inertia — *Journal of Geophysical Research* **111,** E02S21, doi:10.1029/2005JE002583.
GREENWOOD, J. P., BLAKE, R. E., BARRON, V. & TORRENT, J. 2007: Phosporus geovchemistry of Mars: evidence for an early acidic hydrosphere — Seventh International Conference on Mars, abstract 3228.
GUCSIK, A., PROTHEROE, J. R. JR., STIRLING, J. A. R. & OKUMURA, T. 2007: Phosphates from the Martian meteorites: A cathodoluminescence spectroscopical overview — *Geochimica et Cosmochimica Acta* (Special Supplement for Goldschmidt Conference), abstract A361.
GYENIZSE P. 2008: Planetomorfológia — In: LÓCZY D. (szerk.): *Geomorfológia II.* — Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs, 305–362.
HAMILTON, V. E., CHRISTENSEN, P. R. & BANDFIELD, J. L. 2003: Volcanism or aqueous alteration on Mars? — *Nature* **421,** 711–712.
HORVAI, F., KERESZTURI, Á. 2009: Geology of Mars: new university course in Hungary. — *40th Lunar and Planetary Science Conference* 1673.
HUROWITZ, J. A. & MCLENNAN, S.M. 2007: A ~3.5 Ga record of water-limited, acidic weathering conditions on Mars — *Earth and Planetary Science Letters* **260/3–4,** 432–443.
KERESZTURI, Á., HORVAI, F. 2009: Integration of Mars research into the education: synthesis at university level, — *European Planetary Sceince Congress,* abstract EPSC2009–309,
KERESZTURI Á. 2007: Éghajlat változás a Marson I. rész. — *Légkör* **52/2,** 12–17.
KUTI A. & KERESZTURI Á. 2009: Inszolációs aprózódás a Marson. —*Földrajzi közlemények* 133 (1), 1–12.
NEUKUM, G., JAUMANN, R., HOFFMANN, H., HAUBER, E., HEAD, J. W., BASILEVSKY, A. T., IVANOV, B. A., WERNER, S. C., VAN GASSELT, S., MURRAY, J. B., MCCORD, T. & The HRSC Co-Investigator Team 2004: Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera — *Nature* **432,** 971–979.
LAMMER, H., LICHTENEGGER, H. I. M., KOLB, C., RIBAS, I., GUINAN, E.F., ABART, R. & BAUER, S. J. 2003: Loss of water from Mars:Implications for the oxidation of the soil — *Icarus* **165,** 9–25.
LARSEN, K. W., ARVIDSON, R. E., JOLLIFF, B. L. & LARK, B. C. 2000: Correspondance and least square analyses of soil and rock compositions for the Viking Lander 1 and Pathfinder landing sites. — *Journal of Geophysical Research* **105** (E12), 29207–29221.
MADSEN, M. B., BERTELSEN, P., GOETZ, W., BINAU, C. S., OLSEN, M., FOLKMANN, F., GUNNLAUGSSON, H. P., KINCH, K. M., KNUDSEN, J. M., MERRISON, J., NORNBERG, P., SQUYRES, S. W., YEN, A. S., RADEMACHER, J. D., GOREVAN, S., MYRICK, T. & BARTLETT P. 2003: Magnetic properties experiments on the Mars exploration rover mission. — *Journal of Geophysical Research* **108** (E12), #8069.
MARION, G. M. & KARGEL, J. S. 2005: Stability of magnesium sulfate minerals in martian environments. — *36th Lunar and Planetary Science* 2290.
MCSWEEN, H.Y. & KEIL, K. 2000: Mixing relationships in the Martian regolith and the composition of globally homogeneous dust. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64,** 2155–2166.
NELSON, M. J., NEWSOM, H. E. & DRAPER, D. S. 2005: Incipient hydrothermal alteration of basalts and the origin of martian soil. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69/10,** 2701–2711.
RIEDER, R., ECONOMOU, T., WÄNKE, H., TURKEVICH, A., CRISP, J., BRÜCKNER, J., DREIBUS, G. & MCSWEEN, H. Y. 1997: The Chemical Composition of Martian Soil and Rocks Returned by the Mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer: Preliminary Results from the X-ray Mode. — *Science* **278,** 1771–1774.
SIK A. & KERESZTURI Á. 2005: A víz és a jég szerepe a Mars felszínfejlődésében. — *Földrajzi Közlemények* **129 (54/3–4)** 159–176.
VANIMAN, D. T., BISH, D. L., CHIPERA, S. J., FIALIPS, C. I., CAREY, J. W. & FELDMAN, W. C. 2004: Magnesium sulphate salts and the history of water on Mars — *Nature* **431,** 663–665.
WITTER, J. B., HAMILTON, V. E. & HOUGHTON, B. F. 2005: Thermal infrared spectroscopy of explosively erupted terrestrial basalts: potential analogues for surface compositions on Mars. — *34th Lunar and Planetary Science Conference,* abstract 1114.
WYATT, M. B. & MCSWEEN H. Y. 2002: Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars — *Nature* **417,** 263–266.
WYATT, M. B., MCSWEEN, H. Y., TANAKA, K. L. & HEAD, J. W. 2004: Global geologic context for rock types and surface alteration on Mars — *Geology* **32/8,** 654–648.

Kézirat beérkezett: 2010. 05. 07.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/3, 303–312., Budapest, 2010

Monitoringtervezés és -értékelés geostatisztikai módszerekkel I. Szakértői véleményen alapuló, „igazoló" mintázás geostatisztikai támogatása

FÜST Antal[1], GEIGER János[2]

[1]Szent István Egyetem, Informatika Tanszék, 2100 Gödöllő, Páter Károly u. 1., e-mail: antalfust@gmail.com
[2]Szegedi Tudományegyetem, Földtani és Őslénytani Tanszék, 6701 Szeged, Egyetem u. 2–6., e-mail: matska@geo.u-szeged.hu

Setting up monitoring networks using geostatistics I. Geostatistical support for a judgmental sampling strategy

Abstract

During the initial stage of any monitoring activity, knowledge about properties targeted by a monitoring network is generally not enough to form a stable sampling strategy. This question of representativeness constitutes one of the most important problems when drawing up initial monitoring plans. This is why the importance of analogy-based sampling design has been appraised recently. This paper is concerned with the geostatistical support for a judgmental sampling design. The planning consists of three steps: sampling along lines; sampling in two-dimensions; and planning of the temporary 'distance' between the consecutive measuring. In derivations the sill and range of an analog process are used. The temporary 'distance' between two measurements is determined using a multiplicative factor which depends on the theoretical variogram model of the analog process. The results are extended to processes with both linear and non-linear trend functions.

Keywords: monitoring network, geostatistics, semivariogram, analog systems sampling distance

Összefoglalás

A monitoringrendszerek mintázási reprezentativitásának egyik nagy problémája, hogy a kutatás kezdeti időszakában a tényezők ismertsége általában még nem elegendő egy stabil mintázási stratégia kialakításához. Pontosan emiatt az utóbbi időben felértékelődött az analógián alapuló igazoló mintázás jelentősége. Jelen dolgozat is egy ilyen, analógián alapuló (ún. igazoló mintázási stratégia) geostatisztikai támogatásának módját mutatja be. A tervezés a következő három lépésből áll: 1. megfigyelési vonalak tervezése, 2. megfigyelési hálózat tervezése két dimenzióban, 3. az egyes megfigyelő helyeken a mérések követési idejének számítása. Az alkalmazás során az analóg rendszer térbeli folytonossági mértékének hatástávolságát és küszöbértékét használjuk. A mintázási időtávolságot egy korrekciós tényezővel vesszük figyelembe, amely az analóg félvariogram modell paramétereinek függvénye. A levezetést kiterjesztjük mind a lineáris mind a nem lineáris trendű jelenségek monitoringhálózatának tervezésére.

Tárgyszavak: monitoringhálózat, geostatisztika, félvariogram, analóg rendszerek, mintázási távolság

Bevezetés

A monitoringhálózatok kialakításának és működtetésének kulcskérdése a mintavétel. A mintázási stratégia a tudományos alapú döntéshozatal alapvető része. A jól kialakított mintázási terv kritikus szerepet játszik a következtetéshez szükséges adatmennyiség biztosításában. Emiatt a mintázási terv meghatározó eleme minden matematikai statisztikai és geostatisztikai feldolgozásnak. Annál is inkább, hiszen ezek az elemzési eljárások a stacionaritás bizonyos szintjeit igénylik, ám ezeket a hipotéziseket a minták alapján általában nem lehet igazolni. Ebből természetesen következik, hogy a mintázási terv során olyan helyzet kialakítása fontos, amely ezeket a stacionaritási feltételezéseket nyilvánvaló teszik.

Az Egyesült Nemzetek Európai Gazdasági Bizottsága (ENSZ/EGB) Monitoring és Értékelés Akciócsoportjának a határokat átlépő vízfolyások és nemzetközi tavak védelmére és használatára vonatkozó 1996/1999 évi munkaprogramja szerint (ENSZ/EGB 2000) „A monitoring-

hálózatok tervezése a következők meghatározását tartalmazza:

— a hálózat sűrűsége és a mérési pontok elhelyezése,
— monitoring-paraméterek,
— monitoringpontok típusai;
— a mérési és mintavételi gyakoriság."

Ugyanez a dokumentum a föld alatti vizek vonatkozásában kilenc pontban összegzi a sikeres monitoringprogram tulajdonságait (ENSZ/EGB 2004).

Az „EU Víz Keretirányelv Monitoring útmutatójának áttekintése és adaptálása magyar nyelvre" című (szerkesztett változat: 2004-04-22) (EU 2004) a vizekre vonatkozó monitoring vonatkozásában a következőt mondja ki: „Mintavételezés tervezése magában foglalja a mintavételi helyek kiválasztását és kialakítását, a mintavételi gyakoriság és mintavételezési időtartam, a mintavételi eljárások meghatározását, valamint a vízminták kezelésével és a vízvizsgálatokkal szembeni követelmények definiálását."

Az előbbiekből következik, hogy a természeti jelenségek, és az emberi tevékenység hatásának megfigyelésére szolgáló monitoring a különböző szintű ajánlások, irányelvek és jogszabályok (például magyar vonatkozásban a 219/2004. (VII. 21.) Korm. rendelet a felszín alatti vizek védelméről) által megkövetelt tevékenység. A monitoringhálózatok kiépítésének ugyanakkor csak akkor van értelme és gyakorlati haszna, ha

— azok megalapozott tervezés bázisán jöttek létre,
— az üzemeltetésük során nyert adatokat folyamatosan feldolgozzák,
— a feldolgozott adatok alapján prognózisok készíthetők és
— a monitoringhálózat lehetőséget nyújt arra is, hogy kedvezőtlen mérési eredmények esetén a megfigyelt rendszer működésébe be lehessen avatkozni.

A monitoringhálózatok alkalmazása során — nem számítva a kiépítést és a felszámolást — három, egymástól különböző, és egymást követő, fázist lehet elkülöníteni. Ezek:

— tervezés,
— kalibrálás,
— üzemeltetés.

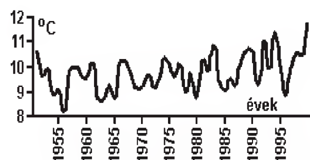
Jelen tanulmány célja a tervezési fázis részletes elemzése, amelyet a későbbiekben a másik két fázis geostatisztikai szemléletű összefoglalója követ.

A megfigyelendő jelenségek csoportosítása

A monitoringhálózatok méretezése, többek között függ attól, hogy egyetlen, vagy több paraméter együttes megfigyelésére szolgálnak.

A megfigyelendő jelenségek időbeli változási tendenciáitól függően a jelenségek három fő csoportját különböztethetjük meg. Ezek:

— időben állandó intenzitással jellemezhető jelenségek, amelyek trendfüggvénye lineáris, vagyis a trend második deriváltja nulla (pl. a hőmérséklet alakulása, *1. ábra*).

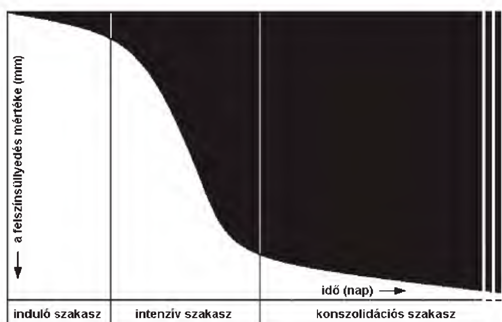


1. ábra. Közel állandó változási intenzitású (lienáris trendű) monitoring jelenség

Figure 1. *Monitoring reading with almost constant intensity of change (linear trend)*

— időben változó mértékű intenzitást mutató jelenségek, amelyek trendfüggvénye nem lineáris, vagyis a trend második deriváltja nem nulla (pl. bányászati tevékenység hatására bekövetkező felszínsüllyedés; *2. ábra*).

— ismeretlen intenzitással rendelkező jelenségek (például egymás fölött széntelepek együttes, de időben ismeretlen ütemezésű lefejtésének hatása a felszínre).



2. ábra. Időben változó intenzitású (nem linerás trendű) monitoring jelenség, pl. bányászati műveletek hatására keletkező felszínsüllyedés időbeli lefolyása

Figure 2. *Monitoring reading with variable intensity of change (non-linear trend) E.g. temporal change of land surface shrinking caused by mining activity)*

a felszínsüllyedés mértéke = *range of land surface shrinking;* idő (nap) = *time (day);* induló szakasz = *initial period, intensive period,* konszolidációs szakasz = *period of consolidation*

Más szavakkal, a megfigyelés változása intenzitásának vonatkozásban megkülönböztetünk stacionárius és kvázi stacionárius, valamint dinamikus tulajdonságú és ismeretlen tulajdonságú folyamatokat.

Az első csoportnál a megfigyelőhálózat, és az egy mérőállomáson végzett mérések sűrűsége időben állandó, míg a másodiknál változó (csökkenő, vagy növekvő mértékű). A harmadik csoport tervezése jár a legnagyobb bizonytalansággal, hiszen itt analóg vizsgálatok eredményeire sem támaszkodhatunk.

Belátható, hogy nem lineáris trendű természeti folyamatok megfigyelésénél a mérések sűrűségének a folyamat intenzitásához kell alkalmazkodnia. A legsűrűbben az intenzív szakaszban célszerű méréseket végezni, míg a konszolidációs szakaszban folyamatosan mérsékelhető az azonos időközre vonatkozó megfigyelések száma. Az olyan folyamatok megfigyelésénél, amelyeknél magáról a folyamat tulajdonságairól semmit sem tudunk, a lehető legsűrűbb

megfigyelési hálózatból kell kiindulni. A hálózat ténylegesen szükséges méretei a kalibráció során alakulnak ki.

A megfigyelőhálózatok általános problémái

A különböző céllal telepített megfigyelő (monitoring) -hálózatok tervezése számos problémát vet fel (FÜST 2009). Ezek a következőkből adódhatnak:

— A megfigyelőhálózatok telepítésekor vélhetően analóg hálózatok adatainak felhasználására kerül sor.

— Az analógia alapján megtervezett hálózatok kalibrálására (a helyi sajátosságokhoz való illesztésére) többnyire nem kerül sor.

— Milyen feltételek teljesülése esetén tekintünk analógnak egy már meglévő hálózatot (FÜST 2005)?

— A mérési eredményeket a legtöbbször késve dolgozzák fel, így a kalibrálásra legfeljebb utólag kerülhet sor.

— A megfigyelőhelyek sűrűségét, illetőleg az egy megfigyelőhelyen végzett megfigyelések időközét kevés kivételtől eltekintve, a rendelkezésre álló pénzügyi keret szabja meg.

— Nem eléggé közismert, hogy ha a monitoringhálózat túl ritka, vagy az egy megfigyelőhelyen végzett, egymást követő mérések közötti idő túl nagy, akkor az ilyen hálózatból nyert adatok meglehetősen nehezen dolgozhatók fel, és a feldolgozás révén kapott eredmények használhatósága is erősen megkérdőjelezhető.

Az előbbi problémák megoldására a tervezéskor kínálják magukat a geostatisztika adta lehetőségek, melyek alkalmazási sorrendje a következő:

1. Egyetlen megfigyelőhelyen végzett mérések optimális követési idejének számítása.

2. Megfigyelési vonalak, megfigyelőhely sűrűségének optimalizálása.

3. Területi megfigyelési hálózatok optimális sűrűségének tervezése.

A különböző szituációkban tehát arra kell törekedni, hogy az időben és térben nyert információk ne legyenek függetlenek egymástól. Függetlenség esetén a megfigyelési rendszer teljes mértékben alkalmatlan ellátni feladatát, tehát abban a formában fölösleges volt megépíteni.

Geostatisztikai alapok

Minden olyan mérés, amelyet a föld- és a környezettudományok terén végzünk, számos dologtól függ. Ezt a speciális függést legalább négy paraméter határozza meg: (1) a mérőhely földrajzi helyzete (hosszúsági és szélességi koordináták); (2) a tengerszint feletti helyzet (eleváció); (3) a mérés ideje (év, hónap, nap, óra, perc stb.); (4) a tér-időbeli térfogati hatás (az a térfogat, amelyen a mérést végeztük, a mérés időintervalluma).

Cressie a geostatisztikát a térbeli adatok elemzésére szolgáló három megközelítés (térben folytonos jelenségek, pont objektumok elemzése (pont hálózat elemzés) valamint poligon objektumok vizsgálata (szabályos hálózatok statisztikája) egyikének tekinti (CRESSIE 1993). GOOVAERTS (1997) szerint a geostatisztika a statisztikának az a változata, amelyet földrajzi referenciájú adatok elemzésére és értelmezésére dolgoztak ki. RIPLEY (2004) megállapítása szerint a térbeli statisztika a térbeli adatok kiterjesztésének megoldása, amely során a kapott elméleti modellek összehasonlításával a térbeli mintázat kialakulására és fejlődésére keresünk választ.

Az idő dimenzió egyre növekvő szerepet játszik a geostatisztikai elemzésekben. Ennek kapcsán több szerző, például HENGL (2009), felveti, hogy az újabb eredmények tükrében esetleg a térbeli statisztikát is módosítani kell. Mivel a geostatisztika a bányászatból indult el, hosszú időn keresztül a geostatisztikát a geológiában alkalmazott statisztikaként kezelték. Az utóbbi évtizedben azonban a geostatisztikai módszerek megfelelő alkalmazásra találtak a talajtanban, meteorológiában, ökológiában, az oceanográfiában stb. Ezek eredményeként napjaink geostatisztikáját úgy lehetne megfogalmazni, mint a statisztikának az a területe, amely minden térbeli/időbeli referenciájú adat elemzésére és értelmezésére szolgál.

A geostatisztika lényegében a gyenge stacionaritású vagy a belső hipotézisnek eleget tevő tér-időbeli sztochasztikus folyamatokkal foglalkozik. Gyenge stacionaritásúnak tekintünk egy térbeli sztochasztikus folyamatot, ha a várható érték a mérési helytől független, továbbá a kovariancia csak a pontok egymás közti távolságától függ. A még gyengébb, belső hipotézis feltételezése szerint a várható érték helytől független és a félvariogram létezik.

Elméletileg bizonyított tény, hogy a gyenge stacionaritású tér-időbeli referenciájú sztochasztikus folyamatok esetében a félvariogram és az autokorreláció ekvivalens eszközök a tér-időbeli változékonyság jellemzésében (DEUTSCH & JOURNEL 1998). Ezt a tényt fogjuk felhasználni az alábbiakban, amikor az időbeli monitoringtevékenység kulcskérdéseit geostatisztikai eszközökkel vizsgáljuk. Ez az alapállás nem jelenti az általánosság megszorítását. Valóban, hiszen az alkalmazás jogosságát a gyenge stacionaritású folyamatok esetében az előbb említett ekvivalencia, a csak belső hipotézisnek eleget tevő jelenségek esetében pedig az a tény adja, hogy ekkor csak a félvariogram létezik, az autokorreláció nem.

Egy-egy mérési helyen minden vizsgált paraméterre számítani tudjuk, annak az időbeli változékonyságát kifejező tapasztalati félvariogramját [$\gamma(h)$]. Normális eloszlású paraméter diszkrét mintái esetén, ha az adatpárok száma N, az empirikus félvariogramot a következő “Matheron-féle” algoritmussal számítjuk (JOURNEL & HUIJBREGTS 1978, FÜST 1997, MOLNÁR & FÜST 2002):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[Z(x_i) - Z(x_{i+h})\right]^2 , \quad (1)$$

ahol h = az adatpontpárok egymástól vett időtávolsága, $N(h)$ = az egymástól h-távolságra levő adatpárok száma (db),

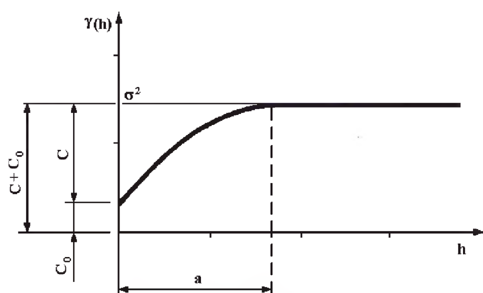
$Z(x_i)$ = az x_i időpontban vett minta paraméterértéke (paraméteregység),
$Z(x_{i+h})$ = a $Z(x_i)$ mintától h időtávolságban, a x_{i+h} időpontban vett minta paraméterértéke (paraméteregység).

Ha a vizsgált paraméterrel egy gyenge stacionáriusú sztochasztikus folyamatot vizsgálunk akkor a tapasztalati félvariogram egy kezdeti emelkedő szakasz után egy vízszintes egyenes körül fog ingadozni. Amennyiben a félvariogram a teljes értelmezési tartományán monoton növekvő, akkor trendhatásra gyanakodhatunk. A trend léte mind a gyenge stacionaritásnak, mind a belső hipotézisnek ellentmond. Emiatt ekkor előbb a mért értékekből el kell távolítani a trendet, és a trendtől való eltérésekre kell félvariogramot számítani. A tapasztalati félvariogramot az egyszerűbb kezelhetőség érdekében bizonyos elméleti függvényekkel szokás helyettesíteni, melyeknek általános alakja — a paraméter normális eloszlását feltételezve — a következő: képlet_2

$$\gamma(h)=\begin{cases}0,\ ha\ h=0\\ f(h),\ ha\ 0<h\le a\\ \sigma^2\left[Z(x)\right],\ ha\ a\le h\end{cases} \quad . \qquad (2)$$

Az összefüggésekben:
$f(h)$ = a félvariogram felszálló ágának egyenlete a $\gamma(h), h$ koordináta rendszerben,
$\sigma^2[Z(x)]$ = a vizsgált Z paraméter mért értékeinek szórásnégyzete,
a = a paraméter időbeli hatástávolsága (hatásideje).

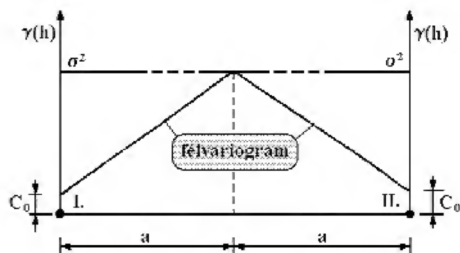
A félvariogram elméletileg a $0 \le \gamma(h) \le \sigma^2[Z(x)]$ tartományban vehet fel értékeket (3. ábra).



3. ábra. Szférikus típusú elméleti félvariogram

Figure 3. *Theoretical semivariogram, spherical model*

Elméletileg, ha két mintavétel egymástól kétszeres hatástávolságra (hatásidőre) van, akkor a korreláció pontosan a felezési pontban válik nullává. Egy ilyen esetet szemléltet a 4. ábra lineáris típusú elméleti félvariogramra. A paraméter stacionaritását, vagy legalább gyenge stacionaritását feltételezve a korreláció által szolgáltatott információ mennyisége az I-es időponttól a II. felé haladva az



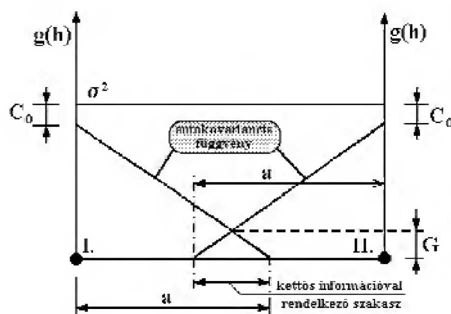
4. ábra. Az autokorreláció változása kétszeres hatástávolság (2a) mellett

Figure 4. *Change of autocorrelation if the distance is double of the range of influence*

félvariogram = *semivariogram*

autokovariancia függvény, tehát a $\sigma^2 - \gamma(h)$ különbség alapján csökken, így a két mintavételi időpontot összekötő szakasz felezési pontjában válik nullává. Más szavakkal a két pont egymásra hatása itt szűnik meg. Ha a két mintavételi időpont közötti időtartamot csökkentjük, akkor a függvények metszik egymást, tehát a metszéspont környezetében mindkét minta hatása érződik. Az 5. ábrán ezt az esetet tüntettük fel, most már az autokovariancia függvénnyel szemléltetve. Az ábrán minél nagyobb G értéke, annál nagyobb kétoldali korrelációs információ jut az átfedett szakaszra.

Az átfedett szakasz értékét a $G = 0{,}1\sigma^2$ aránnyal célszerű kijelölni. A $G = 0{,}1\sigma^2$ feltétel alkalmazása a bányászatban jól bevált gyakorlat.



5. ábra. Az autokovariancia függvények egymásba metszése, ha a mintavételi időpontok távolsága <2*a*

Figure 5. *Intersection of autocovariance functions if the distance between two points less than double of the range <2a*

autokovariancia függvény = *autocovariance function,* kettős információval rendelkező szakasz = *interval with two-fold information*

Ezzel a megkötéssel az elméletileg levezetett mintavételi időtávolságot egy olyan $\nu < 1$ tényezővel kell megszorozni, amely egyrészt az elméleti félvariogram típusának, másrészt a félvariogram paramétereinek függvénye. A ν tényező bevezetésével gyakorlatilag ellensúlyozni kívánjuk azt a bizonytalanságot, amely a tapasztalati félvariogram számí-

tására felhasznált adatokban, illetőleg ezek hatásaként az elméleti félvariogram paramétereiben jelentkezik. A ν tényező meghatározásához képeznünk kell azt a $\nu = h/a$ hányadost, ahol h a $\gamma(h) = 0{,}9\sigma^2$ egyenlet gyöke (FÜST 1997).

Belátható, hogy ez a ν tényező

— lineáris típusú félvariogramnál:

$$\nu = 1 - \frac{\sigma^2}{10(\sigma^2 - C_0)} , \tag{3}$$

— $\gamma(h) = C_0 h^A$ egyenletű hatványfüggvény típusnál:

$$\nu = \sqrt[A]{0{,}9} , \tag{4}$$

— $\gamma(h) = C_0 A^h$ alaknál:

$$\nu = 1 - \frac{0{,}105361}{\ln(\sigma^2/C_0)} , \tag{5}$$

— négyzetes típusú elméleti félvariogramnál:

$$\nu = 1 + \sigma\sqrt{\frac{0{,}1}{C}} = 1 + 0{,}316228\sigma\sqrt{C^{-1}} . \tag{6}$$

A szférikus típusú elméleti félvariogram esetében a h-ra megoldandó harmadfokú egyenlet gyökei:

$$h_1 = 2a\cdot\cos\left[\frac{1}{3}\arccos\left(-\frac{C - 0{,}1\sigma^2}{C}\right)\right] , \tag{7}$$

$$h_{1,2} = -2a\cdot\cos\left[\frac{1}{3}\arccos\left(-\frac{C - 0{,}1\sigma^2}{C} \pm 60^o\right)\right] . \tag{8}$$

A három gyök közül természetesen csak egy használható, amely teljesíti a $0<h<a$ feltételt. Ha például $\sigma^2 = 10$, $C = 8$ és $a = 100$, akkor $h_1 = 127{,}63$; $h_2 = 69{,}55$; $h_3 = -199{,}99$. A feltételeknek tehát csak h_2 felel meg így $\nu = 0{,}6955$.

Az időben lineáris trendű (nem változó intenzitású) jelenségek megfigyelő hálózatának méretezése

Egyetlen megfigyelőhelyen végzett mérések optimális követési idejének számítása

A mintavételi időpontok közötti még megengedhető időtartamot vizsgált paraméterenként számítjuk. Például egy talajvíz megfigyelésére szolgáló fúrásból vett vízmintát számos paraméterre szokták megelemezni és minden paraméternél adódik egy még megengedhető időtartam két mérés között. Az így kapott időtartamok közül a mintavételek közötti időtartamot a legkisebbre, a mértékadóra kell beállítani. Két mintavétel közötti időtartam a

$$\Delta t = 2 \cdot \nu \cdot a \tag{9}$$

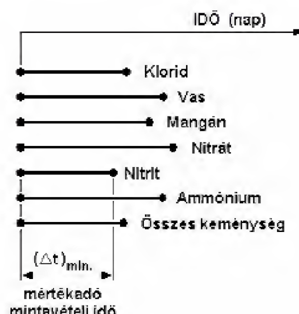
összefüggéssel számítható.

Az összefüggésben

a = a paraméter félvariogramjának hatástávolsága,

ν = az elméleti félvariogram típusától függő, a $G = 0{,}1\sigma^2$ feltétel alapján, az előzőekben levezetett tényező.

Egy ilyen esetet szemléltet a *6. ábra*, egy vízmegfigyelő helyen vett vízminta néhány elemzett komponens tartalmára vonatkozóan.



6. ábra. A mértékadó mintavételi időköz meghatározásának elve vízmintavétel elemzési adataiból

Figure 6. *Definition of competent sample distance in time in the case of analysis water chemistry*

mértékadó mintavételi idő = *competent sample distance in time*, vas = *iron*, összes keménység = *all hardness*

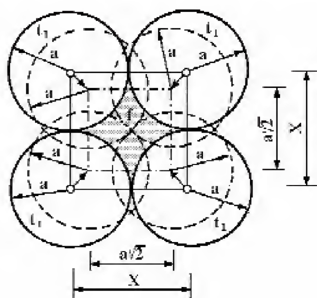
Mérési vonalban elhelyezett megfigyelőhelyek szükséges sűrűségének számítása

A mérési vonalakon kialakítandó megfigyelési helyek sűrűségét az előbbi fejezetben leírtak analógiájára határozhatjuk meg. Ez esetben arról van szó, hogy a mérési vonalon lévő mintavételi helyekről azonos időpontban (lehetőség szerint ugyanazon a napon) veszünk mintát, és ezeket megelemezzük a vizsgált paraméterekre. Az elemzési eredményekből paraméterenként tapasztalati félvariogramot számítunk a vonal mentén. A tapasztalati félvariogramokat elméleti modellel közelítjük, majd meghatározzuk a paraméterek hatástávolságát. Ezt követően az eljárás menete pontosan megegyezik az előbbi alfejezetben leírtakkal.

Megfigyelési hálózatok szükséges területi sűrűségének számítása

A minták hatásterülete izotróp paraméternél körrel, míg geometriai anizotrópia esetén ellipszissel írható le. Az előbbi esetben a megfigyelő helyeket négyzet — vagy egyenlő oldalú háromszög — míg az utóbbiban téglalap hálózatban célszerű telepíteni.

Kör alakú hatásterületnél a *7. ábrán* négy, egy $X = 2a$ oldalhosszúságú négyzet sarokpontjában lévő fúrást látunk. A fúrások t_1-el jelölt hatásterületei érintik egymást, de



7. ábra. A hatástávolság és a megfigyelőhelyek kapcsolata négyzethálós telepítésnél

Figure 7. *Relation between range and monitoring points in square shaped network*

közöttük az f-fel jelölt terület információmentes. A négyzetháló méretét tehát úgy kell csökkenteni, hogy teljesüljön az $f = 0$ feltétel. Ha a négyzet átlójának hossza a hatásterület sugarának kétszeresével egyenlő, akkor $f = 0$ és a hálózat keresett oldalhossza: $a\sqrt{2}$.

Egyenlő oldalú háromszög alakú hálózatba telepített megfigyelőhelyek esetén azonos megfontolásokkal mint előbb, a háromszöghálózat oldalhossza: $a\sqrt{3}$. Két egymás mellé helyezett egyenlő oldalú háromszög rombuszt, míg két egyenlő szárú háromszög együtt romboidot eredményez. Az egyenlő oldalú háromszög alakú hálóból kialakítható rombusz alakú hálózat kedvezőbb, mint a négyzethálózat. Ugyanez mondató el a romboid és a téglalap alakú hálózat viszonyáról is. Rombusz, illetve romboid alakú hálózat esetében ugyanazon terület megfigyeléséhez kevesebb, a négyzet, illetve téglalap alakú hálózatnál szükséges megfigyelő helyek ≈77%-a szükséges. Természetesen ekkor még nem vettük figyelembe a korábban levezetett ν tényezőt. A *8. ábrán* a megfigyelési hálózat méretének leszármaztatását mutatjuk be lépésenként, izotróp jellegű paraméternél. Az ábra a) jelű képén a kiindulási helyzetet láthatjuk, amikor a hálózat oldalhossza a hatástávolság kétszeresével egyezik meg. Az ábra jól mutatja, hogy ekkor egy információmentes f terület marad minden négyzeten belül. Az ábra b) jelű képén már azt az esetet látjuk, amikor ez a terület éppen nullává válik, feltételezve természetesen, hogy a hatástávolság hibátlan. A c) jelű kép a végállapotot szemlélteti, amikor már a ν tényezőt is figyelembe vettük.

Amennyiben a hatásterület kör, következésképpen vagy rombusz, vagy négyzet alakú megfigyelőhálózatot alkalmazunk. Ez esetben a hálózat oldalainak orientáltsága a paraméter megfigyelése szempontjából közömbös. Ellipszissel közelíthető hatásterület esetén a fúrási hálózat vagy téglalap, vagy romboid alakú, itt azonban már ügyelni kell arra, hogy a hálózat oldalai a megfigyelt paraméter legkisebb, illetve legnagyobb változékonyságú irányaihoz igazodjanak. Ha az ellipszis alakú hatásterület fél nagy- és fél kistengelyét b-vel és a-val jelöljük, akkor azonos meggondolásokkal, mint izotrópiánál levezethető, hogy a téglaphálózat oldalhossza $b\nu\sqrt{2}$ illetve $a\nu\sqrt{2}$, míg a romboid alakú hálózaté $b\nu\sqrt{3}$ illetve $a\nu\sqrt{3}$ kell legyen.

Ismerve a ν tényező értékét, egy F területű terület megfigyeléséhez telepítendő megfigyelő helyek n száma egyetlen paraméter esetében

— négyzethálós telepítésnél:

$$n = \frac{F}{2\nu^2 a^2} \quad ; \qquad (10)$$

— egyenlő oldalú háromszög továbbá 60 és 120°-os rombusz alakú hálózatnál:

$$n = \frac{4F}{3\nu^2 a^2} \quad ; \qquad (11)$$

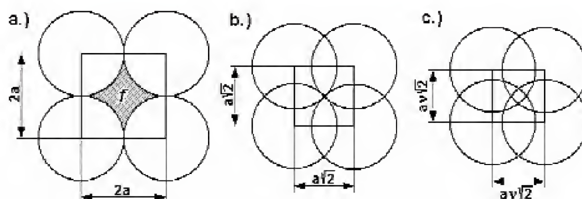
— téglalap alakú hálózatnál:

$$n = \frac{F}{2\nu^2 ab} \quad . \qquad (12)$$

Több pataméter megfigyelésére szolgáló hálózat tervezése

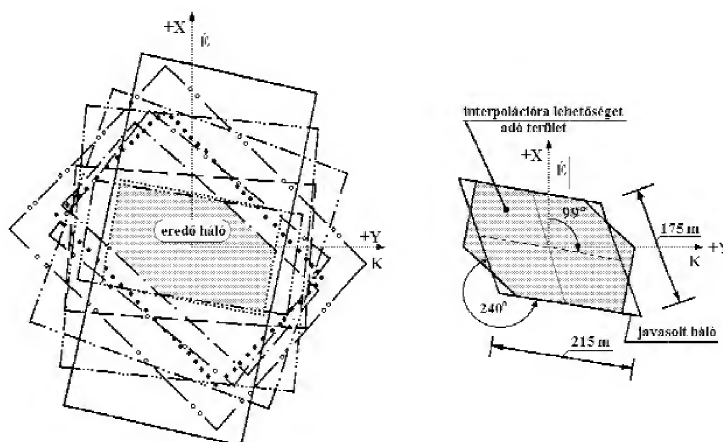
A megfigyelési hálózat formáját az előzőekben leírt módszerekkel paraméterenként tudjuk meghatározni. Belátható, hogy paraméterenként más-más méretű és orientáltságú optimális megfigyelési hálózat adódik. Ezek eredőjeként adódik az a szabálytalan, majd szabályos formával helyettesíthető hálózat, amely mindegyik paraméter szempontjából megfelelő. Ezt a megállapítást példázza a *9. ábra*.

A megfigyelési hálózatok telepítése feltételezett, vagy igazolt analógiákra épül. Ebből eredően a tényleges megfigyelendő területre olyan hálózatot kell kialakítani, amely a helyi sajátosságokhoz alkalmazkodik. Ennek megoldási



8. ábra. Egyszerű, izotróp paraméterű megfigyelőhálózat méretének levezetése

Figure 8. *Derivation of the sample distances in the case of a simple monitoring network with isotropic parameters*



9. ábra. A megfigyelési hálózat meghatározása egy komplex ipari példában

***Figure 9.** Derivation of sample distances in the case of a complex industrial example*

módjairól — miként korábban említettük — egy későbbi résztanulmányban számolunk be.

Az időben nem lineáris trendű (változó intenzitású) jelenségek megfigyelőhálózatának méretezése

Az időben nem lineáris trendű folyamatok megfigyelésére szolgáló monitoringhálózatokat, a 2. ábrán szemléltetett intenzív szakasz adataira célszerű méretezni. Ez azt jelenti, hogy mind a megfigyelő állomások hálózatának sűrűségét, mind egy állomáson az egymást követő mérések időkülönbségét a vonatkozó félvariogramok alapján kell meghatározni, a korábban levezetett elvek szerint. Az induló szakaszban, illetőleg ha a változás a konszolidációs szakaszba jut (2. ábra), akkor a mérések sűrűsége fokozatosan mérsékelhető, a következőkben tárgyalt megfontolásokkal.

Egyetlen megfigyelőhelyen végzett mérések optimális követési idejének számítása

Tételezzük fel, hogy egy mérőállomáson az intenzív szakaszban Δt időkülönbséggel végzünk méréseket, és a mért értékek sorra a következők: $a_1, a_2, a_3, \cdots a_{n-2}, a_{n-1}, a_n$.

Képezzük az egymást követő mérések mért értékeinek különbségét!

$$\begin{aligned} \Delta a_1 &= a_2 - a_1 \\ \Delta a_2 &= a_3 - a_2 \\ &\vdots \\ \Delta a_{n-2} &= a_{n-1} - a_{n-2} \\ \Delta a_{n-1} &= a_n - a_{n-1} \end{aligned} \tag{13}$$

Amíg azt tapasztaljuk, hogy

$$\Delta a_1 \approx \Delta a_2 \approx \cdots \approx \Delta a_{n-2} \approx \Delta a_{n-1}\,, \tag{14}$$

és az egymást követő mért értékek különbsége nem mutat trend jellegű változást, akkor a mérések időkülönbségén nem kell változtatni. Ha viszont a megfigyelt folyamat az induló, illetőleg a konszolidációs szakaszban van, egyre növekvő, illetőleg a konszolidációs szakaszban egyre mérséklődő különbséget fogunk tapasztalni az egymást követő mérési eredmények között:

$$\Delta a_1 \neq \Delta a_2 \neq \cdots \neq \Delta a_{n-2} \neq \Delta a_{n-1}\,. \tag{15}$$

Ez esetben a mérések időközét feltétlenül csökkenteni, vagy növelni kell, attól függően, hogy az intenzív szakasz felé közeledünk, vagy abból kifelé tartunk. Javasolható, hogy mindez a változási sebesség alapján történjen. Jelölje a mérések időtávolságát az intenzív szakaszra vonatkozóan Δt_{int}. A

$$\frac{\Delta a_1}{\Delta t_{int.}} = v_1;\quad \frac{\Delta a_2}{\Delta t_{int.}} = v_2;\quad \frac{\Delta a_3}{\Delta t_{int.}} = v_3 \cdots \tag{16}$$

hányadosok a változási sebesség értékét adják. Az intenzív szakaszban ezek a hányadosok gyakorlatilag állandók, és $n_1 \approx n_2 \approx n_3 \cdots$. Ebből adódóan:

$$\frac{v_2}{v_1} \approx \frac{v_3}{v_2} \approx \cdots \approx 1\,. \tag{17}$$

Az induló szakaszban viszont a folyamat felgyorsulása, míg a konszolidációsban lassulása tapasztalható. Ebből eredően az induló szakaszban ugyanakkora változás egyre rövidebb, míg a konszolidációsban, egyre hosszabb idő alatt következik be. Ebből következik, hogy az intenzív szakaszra számított időbeli mintavételi sűrűség csökkenthető, azaz a mérések közötti idő növelhető. A csökkentés vagy növelés mértéke elméletileg a változási sebességek hányadosainak százalékban kifejezett módosulása arányában vehető fel. Ez a növekedés vagy csökkenés a gyakorlatban előre legfeljebb

csak becsülhető, tényleges értéke a kalibrációs folyamatban állapítható meg.

Mérési vonalban elhelyezett megfigyelőhelyek szükséges sűrűségének számítása

Ez a probléma az előbbi fejezetben leírtak szerint oldható meg. Tudomásul kell ugyanakkor venni, hogy az intenzív szakaszra tervezett mérőállomás-sűrűség, a konszolidációs szakaszban már túl sűrű, ezért nem minden mérőállomáson szükséges méréseket végezni. Sőt a konszolidáció mértékétől függően a szükséges mérőállomás-sűrűség egyre kisebb, így a fölöslegessé váló mérőállomásokat fel kell számolni. Arra vonatkozóan, hogy ez milyen mértékben történhet meg, a rendszer kalibrációja idején végzett mérések adnak felvilágosítást.

Megfigyelési hálózatok szükséges területi sűrűségének számítása

Az egyetlen paraméter megfigyelésére szolgáló hálózat területi sűrűségét az intenzív szakaszra vonatkozóan kell méretezni. Természetes dolog, hogy a konszolidációs szakaszban egyre több mérőállomás válik fölöslegessé, és csökken a megmaradt mérőállomások kihasználtsága is. Ennek ütemét szintén csak a rendszer kalibrációja során lehet meghatározni.

Több, időben nem lineáris trendű (változó intenzitású) paraméter együttes megfigyelésére szolgáló hálózat tervezése

Ez a feladat látszólag egyszerűen oldható meg, valójában azonban szembe kell néznünk azzal a problémával, hogy az intenzív szakasz az egyes paramétereknél időben nem esik egybe, továbbá, hogy a szakasz hosszúsága is különböző. Tekintettel arra, hogy a hálózatnak alkalmasnak kell lenni arra, hogy a vizsgált paraméterek mindegyikének megfigyelését lehetővé tegye, így célszerű az időbeliségtől eltekinteni, és a hálózatot úgy méretezni, mintha ezek a szakaszok időben egybe esnének. Más a helyzet a mérési pontok ritkításánál, illetőleg az egymást követő mérések időkülönbségének változtatásánál. A rendszer meghatározója ez esetben a leghosszabb intenzív szakasszal rendelkező paraméter. A változtatásokat ennek változási tendenciáját követően kell megtervezni. Az erre vonatkozó pontosított értékek a hálózat kalibrációja, és működtetése során határozhatók meg.

Diszkusszió

A szakirodalom a mintázási elvek igen széles skáláját biztosítja. Ugyanakkor az is tény, hogy ezek a megközelítések két dologra irányulnak: (1) Laboratóriumi vizsgálatok kísérleti elrendezésére; (2) Valamely terület szennyeződésének tér- és időbeli elemzésére. Ez a kétirányú megközelítés igen komoly korlátozást is jelent. A kísérletek elrendezésére irányuló elemzések az egy- és többtényezős megközelítéseken át lényegében valamely jelenség (elvben) korlátlan számú mérésén alapulnak (SVÁB 1973). Ez természetesen a földtudományi projektben nem alkalmazható.

Egy terület szennyeződésének tér- és időbeli vizsgálatára a környezetvédelem sok és igen jól kidolgozott eljárást (standardot) fogadott el és használ (EPA 1998, 2000a, b, c, 2002), amelyek hazai összefoglalóját GEIGER (2007) munkája tartalmazza. Ezek a meggondolások abból a tényből indulnak ki, hogy valamely szennyező anyag elterjedésében, koncentrációinak kialakulásában ismert (vagy megismerhető) viszonylag rövid idő alatt megvalósuló jelenségek játszanak szerepet, nem beszélve arról, hogy a szennyeződés területe általában nem túl nagy, a veszélyeztetett talaj vagy kőzet vastagsága alig néhány méter, és a veszélyeztetett képződmény viszonylag jól ismert.

A mintavételi stratégiát, például földtani vonatkozásban, alapvetően a következő földtani tényezők határozzák meg (BÁRDOSSY 1998): (1) a földtani képződmény mérete és alakja, (2) a földtani képződmény térbeli helyzete, (3) a képződmény tulajdonságainak térbeli eloszlása és változékonysága, (4) a tulajdonságok hatástávolsága és anizotrópiája; (5) a főbb földtani folyamatok és szerkezetek irányai.

A szakirodalom rendszerint kilencféle alapvető mintázási stratégiát tárgyal. Ezek (1) igazoló mintázás; (2) egyszerű valószínűségi mintázás; (3) szekvenciális, véletlen mintázás; (4) szisztematikus mintázás; (5) rétegzett mintavétel; (6) grid mintázás; (7) rendezett halmaz típusú mintázás; (8) adaptív klaszteres mintázás; (9) Összetett mintázás. A mintázás reprezentativitásának egyik nagy problémája, hogy a kutatás kezdeti időszakában a fent felsorolt tényezők ismertsége általában még nem elegendő egy stabil mintázási stratégia kialakításához (GEIGER 2007). Pontosan emiatt az utóbbi időben felértékelődött az analógián alapuló igazoló mintázás jelentősége. Jelen dolgozatban is egy ilyen, analógián alapuló (ún. igazoló mintázási stratégia) geostatisztikai támogatásának módját mutatja be.

Az ún. igazoló és valószínűségi alapú mintázás legfontosabb jellemzőinek összehasonlítását az *I. táblázat* mutatja.

Az igazoló mintázás során a mintázási egységek (mintahelyek, a mintázás időköze, a mintaszám) kiválasztása az elemző szakmai kvalitásaitól és a választott analógia megfelelőségétől függ. FÜST (2005) dolgozata a földtani analógia számszerűsítésének problémájában már érintette, hogy a megfelelő analógia kiválasztásának szigorú matematikai, statisztikai feltételei vannak. Lényegében az e dolgozatban bemutatott numerikus megközelítés is ilyen feltételeken alapul. Az általunk bemutatott geostatisztikai támogatás alapja, hogy az analóg eredményről álljon rendelkezésre variográfiai feldolgozás. Ezt az igényt a környezettudományok utóbbi években történt fejlődése tökéletesen biztosítani tudja (GOOVAERTS 1997, WEBSTER & OLIVIER 2007).

Az ismeretlen viselkedésű folyamatok megfigyelésre szolgáló hálózatok méretezésére matematikai összefüggések nem léteznek. Az ilyen jellegű munkánál a gyakorlati

I. táblázat. A valószínűségi és igazoló mintázás összehasonlítása (EPA 2002 és GEIGER 2007 nyomán)

Table I. *Comparison of judgmental and probabilistic sample design (based on EPA 2002 and GEIGER 2007)*

	Valószínűségi alapú	Igazoló
Előnyök	Lehetővé teszi az egyes eseményekhez tarozó bizonytalanság meghatározását. Statisztikai következtetések levezetésére alkalmas. A döntési hiba kezelhető.	Lényegesen olcsóbb a valószínűségi mintázásoknál. A vizsgált területről rendelkezésre álló ismeretek és korábbi analógiák alapján nagyon hatékony lehet. Viszonylag könnyű végrehajtani.
Hátrányok	A véletlenszerű helyzetet igen nehéz rögzíteni. Az optimális mintázási terv a konceptuális modell pontosságától függ.	A megfelelő analógia kiválasztása sokszor nem könnyű. A vizsgáló ismeretétől függ. A becslési pontosság nem elemezhető.

tapasztalat jut döntő szerephez. Ilyenkor általában feltételezett, vagy részleges analógiából lehet kiindulni.

A javasolt eljárás a monitoring analógia oldaláról igen keveset kíván: a térbeli heterogenitás analógiáját. Ezen belül is a felhasznált információ nem a mért tényleges értékeket, hanem azok térbeli folytonosságának (a mért értékek növekményének) törvényszerűségét igényli.

Általánosságban azt mondhatjuk, hogy a lehető legsűrűbb hálózatot célszerű megtervezni, amely azután a kalibrációs szakaszban a tényleges igényekhez igazítható. Fel kívánjuk hívni a figyelmet arra, hogy, amíg egy sűrű mérési hálózat ritkításának mértéke konkrét mérési eredmények felhasználásával valósítható meg, egy esetlegesen ritka hálózat utólagos sűrítésének mértéke csupán becsülhető.

Köszönetnyilvánítás

Ez úton szeretnénk köszönetet mondani azoknak a kollégáinknak, akik a téma kidolgozásánál segítségünkre voltak. Külön köszönjük PAÁL Gábor konkrét tanácsait és lektoraink (FEDOR Ferenc és MOLNÁR Sándor) tartalmas és mindvégig segítőkész megjegyzéseit.

Irodalom — References

BÁRDOSSY Gy. 1998: Geomatematikai kérdések geológus szemmel. — *Magyar Geofizika* **38/2,** 124–141.

CRESSIE, N. A. C. 1993: *Statistics for Spatial Data, revised edition.* — John Wiley & Sons, New York, 416 p.

DEUTSCH, C. V. & JOURNEL, A. G. 1998: *GSLIB: Geostatistical Software and User's Guide, 2nd Edition.* — Oxford University Press, New York, 384 p.

ENSZ/EGB 2000: ENSZ/EGB Akciócsoport: Monitoring & értékelés a határokat átlépő vízfolyások és nemzetközi tavak védelmére és használatára vonatkozó Egyezmény keretében (Helsinki, 1992) 1996/1999 évi munkaprogram A határokkal osztott felszín alatti vizek monitoringjának és értékelésének irányelvei 2000. március.

EPA (U.S. Environmental Protection Agency), 1998: Quality Assurance. Guidance for Conducting Brownfields Site Assessments. — EPA/540/R-98/038. Office of Solid Waste and Emergency Response. Washington, DC.

EPA (U.S. Environmental Protection Agency), 2000a: Guidance for Data Quality Assessment for Data Analysis (QA/G-9). — EPA/600/R-96/084. Office of Research and Development. Washington, DC

EPA (U.S. Environmental Protection Agency), 2000b: Guidance for the Data Quality Objectives Process (QA/G-4). — EPA/600/R-96/055. Washington, DC.

EPA (U.S. Environmental Protection Agency), 2000c: EPA Quality Manual for Environmental Programs. — EPA Manual 5360 A1. Washington, DC

EPA (U.S. Environmental Protection Agency), 2002: Guidance on Choosing a Sampling Design for Environmental Data Collection — EPA/240/R-02/005. Office of Environmental Information. Washington, DC.

EU 2004: EU Víz keretirányelv Monitoring útmutatójának áttekintése és adaptálása magyar nyelvre (Szerkesztett változat: 2004-04-22) ComEnPro Bt.

FÜST A. 1997: *Geostatisztika.* — Eötvös Kiadó, Budapest, 427 p.

FÜST A. 2005: A földtani analógia számszerűsítése. — *Földtani Közlöny* **135/2,** 253–263.

FÜST A. 2009: Monitoring hálózatok tervezése geostatisztikai módszerekkel. — *Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia kiadványa. Mármarossziget, 2009. április 2–5.*

GEIGER J. 2007: *Statisztikai alapú földtani mintavétel.* — JATEPress Kiadó, Szeged, 106 p.

GOOVAERTS, P. 1997: *Geostatistics for Natural Resources Evaluation (Applied Geostatistics).* — Oxford University Press, New York, 496 p.

HENGL, T. 2009: *A Practical Guide to Geostatistical Mapping.* — Extended edition of the EUR 22904 EN Scientific and Technical Research series report published by Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. University of Amsterdam.

JOURNEL, A. G. & HUIJBREGTS, CH. I. 1978: *Mining Geostatistic.* — Academic Press Inc. London, New York, 600 p.
MOLNÁR S. & FÜST A. 2002: Környezet-informatikai modellek — I. Szent István Egyetem, Gépészmérnöki Kar, Informatika Tanszék, Gödöllő.
RIPLEY, B. D. 2004: *Spatial statistics, 4th Edition.* — Wiley-IEEE, London, 252 p.
SVÁB J. 1973: *Biometria*. — Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 315 p.
WEBSTER, R. & OLIVIER, M. A. 2007: *Geostatistics for Environmental Scientists.* — John Wiley and Sons, 315 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 01. 16.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/3, 313–320., Budapest, 2010

DARWIN's influence in the development of the igneous petrology

"I cannot avoid the conviction that some great law of nature remains to be discovered by Geologists"
(Darwin, unpublished red notebook)

BRÄNDLE ,Jose Luis[1], SZAKÁCS, Alexandru[2,3], SEGHEDI, Ioan[2]

[1] Dpto. Petrologia y Geoquimica, Fac. Ciencias Geologicas, Instituto de Geologia Economica (CSIC-UCM) 28040 Madrid, Spain
[2] Institute of Geodynamics, 19-21, Jean-Luis Calderon str., Bucharest 020032, Romania.
[3] Dept. of Environmental Sciences, Sapientia University, Matei Corvin St., 4, 400112 Cluj-Napoca, Romania,
e-mail: szakacs@sapientia.ro, phone: +40-0264-534405

DARWIN hatása a magmás kőzettan fejlődésére

Összefoglalás

DARWIN korának nagy tudósa volt. Habár lényegében a biológia tudományában elért eredményeiért közismert, ugyancsak hozzájárult a geológia, egyebek mellett a magmás kőzettan fejlődéséhez, miközben bekapcsolódott a korában a témakörben zajló heves vitákba. Érdeklődését a petrológia iránt a Beagle expedíció során megtett megfigyelései váltották ki. A „magmás differenciálódásról" szóló elmélete erős befolyással volt a kőzettan fejlődésére. A tárgybéli elmélet kidolgozásához használt módszere meglepően hasonlít ahhoz, amit a fajok evolúciója elméletének a megalapozásához használt.

Tárgyszavak: Darwin, magmás kőzettan, geológia

Abstract

DARWIN was one of the truly great scientists of his epoch. Although essentially known for his contributions to biology, he also promoted the development of geology — especially in the field of igneous petrology — by his active involvement in the controversies of his days. His interest in petrology was based on the observations he made during the Beagle expedition. His theory on "magmatic differentiation" had a strong positive influence on the development of petrology. The method he used for the development of this theory is very similar to that he propounded for the origin of species.

Keywords: Darwin, igneous petrology, geology

Introduction

At the beginning of the 19th century, science was in a state of turmoil due to the important social and economic changes. DARWIN was a great scientist of that epoch who contributes to the development of science in general, but he is mostly known as the author of "The origin of Species by means of Natural Selections". Less acknowledged is his contributions to geology despite the fact that in his youth he was devoted more to geology then to other sciences. During his voyage on the Beagle he was employed as a naturalist and practiced as both a geologist and a biologist.

DARWIN established a number of new ideas for the development of petrology which were suggested to him by the construction of oceanic islands or by the theory of gravitational differentiation and hydraulic pressure leading him to the conclusion that the distinct rock types have a common origin in melting processes in the Earth's interior. However, this fundamental theory for the development of petrology has not usually been attributed to DARWIN.

The evolution of DARWIN'S areas of investigation and ideas led us to consider that the methods used in his geological studies were valorized in his later works, and there is a likely link between the theory on the origin of the species and his results on the origin of igneous rocks.

His geologic formation

DARWIN (1809–1882) was born when the French revolution brought changes in the society, religious radicalism was losing impact, and the emerging liberal society was clamoring for the end of slavery. Considering the industrial revolution with its growing necessity for row materials to

this social turmoil, one would find the place and social environment of his early studies. These circumstances were complemented by the level of geological knowledge present at that time in university teaching. DARWIN took classes in Geology at Edinburgh University when he started his studies in Medicine and at Cambridge University when he studied Theology.

The scientific controversies of that period were saturated by religious thinking, since not all scientists were able to reject the biblical paradigm. According to HALLAM (1983) that period was dominated in the geological community by the debate between the 'plutonists' (HUTTON) and 'neptunists' (WERNER) having its climax in Britain at the beginning of the 19th century. It was the place where these theories were argued about with the greatest ardor, but another decade passed to the point when both treatises of these fundamental theories were published. The "volcanists" were situated in between by recognizing that the origin of the basalts is associated with volcanoes. However, the puzzle remained as for what the basalts actually represent. Were these melts formed in the Earth's interior or did they rather result from an effect of underground burning of carbon-bearing sediments? In order to solve this problem there was a rush for observing European volcanoes, then to study the volcanic oceanic islands.

Other controversy of that epoch was that between the 'Catastrophists' (ELIE DE BEAUMONT) and the 'Uniformitarists' or 'Actualists' (LYELL). At the beginning DARWIN was influenced by 'neptunism' due to his professor JAMENSON in Edinburgh, but later he turned to plutonism connected to actualism. DARWIN conclusively followed LYELL's theories from the Principles of Geology.

It is possible that 'actualism' has considerably influenced DARWIN's concepts of the biologic evolution that will establish the basis of his concept of historical evolution of Earth.

The Beagle expedition

DARWIN was selected for the expedition on the Beagle because his geological knowledge. His grandfather ERASMUS, a neptunist, together with his teachers during the university years in Cambridge, HENSLOW and SEDGWICK, had a considerable influence on the geological knowledge of DARWIN after his bitter experience in Edinburgh with the 'neptunis' JAMENSON. The selection of DARWIN for the Beagle expedition was determined by his practical experience in Geology, recognized following his work undertaken in North Wales with SEDGWICK (SCORD 1991). According to his sister Carolina, he was so dreamy for the expedition to the "tropics" that he started to learn Spanish and to read geological information about the islands.

DARWIN was recommended by HENSLOW to Captain FITZROY to be accepted on the Beagle expedition to South America that started in December 1831 and finished in 1836. The endeavor, beyond its scientific purpose, also had a military mission to find the most important ports to be acquired for the English army. The relationships between DARWIN and the Captain have not been friendly, since the captain was conservator while DARWIN was a liberal in their respective scientific and social ideas.

Before embarking, possibly influenced by his grandfather, DARWIN already had in mind the idea to write a book about his geological findings during the expedition. He wished to follow LYELL's 'Principles of Geology' (1830–1833) and the writings of two former 'neptunists' — von BUCH and HUMBOLDT — who had changed their ideas after visiting oceanic islands.

BOWLER (1990) considered that DARWIN had many more geological ideas ('huttonian' and 'actualistic') than biological at the time when he embarked on the Beagle. During the months spent in Plymouth before embarking, he performed some fieldwork to get familiar with geological mapping.

HERBERT (1991, 2005) has divided the field notebooks of DARWIN completed during the Beagle campaign as follows:

1. The field notebooks.
2. The specimen notebooks.
3. The proper geological notes, generally organized according to locality, and running to 1383 pages, in contrast to 368 pages for the zoological notes. The physical appearance of these notes suggests DARWIN's method of composition. The notes are written on one side of the page only, specimen numbers keyed into the notes and usually appearing in the left-hand margin. Versos are left empty for footnotes, which are plentiful and give the manuscript a dense and almost prematurely scholarly appearance. Throughout the geological notes there is an evidence of later annotations, some dating from the voyage as DARWIN revised and enhanced his own earlier work, and some dating from after the voyage as DARWIN reworked his material for publication.
4. Several synthetic essays written towards the end of the voyage including 'Coral Islands', 'Recapitulation and concluding remarks' on the geology of South America, and a set of 36 folio pages on cleavage.
5. Two notebooks, 'Santiago Book' and 'RN' or the 'Red Notebook', which DARWIN used partly to prepare for publication

This long journey was used by DARWIN for writing a large amount of scientific notes and for collecting various types of samples to help him later to write publications. Some of those publications were specifically geological in nature, the geological information being superior to the biological one.

Geologist in London

After returning from the expedition on the Beagle he was privileged as he owned a huge amount of scientific material and he understood that its study had to be connected with the scientific life in London, therefore he decided to be located there. Later on he moved in the small town of Down, close to London. He started to perform an intensive geological

activity, more than he has done in the biological field which was addressed at a lesser extent in that period.

In his autobiography he wrote that he felt himself a geologist after reading 'The Principles of Geology" (SÁNCHEZ RON 1997). Although he did not entirely share LYELL's ideas, he always supported them. He was confirmed as a geologist when he visited the volcanic island Santiago in the Cape Verde archipelago (*Figure 1*). In a letter to HENSLOW he wrote about Santiago: *"The geology was pre-eminently interesting & I believe quite new: there are some facts on a large scale of upraised coast ... that would interest Mr Lyell ... St Jago is singularly barren & produces few plants or insects — so that my hammer was my usual companion & in its company most delightful hours I spent ... Geology & the invertebrate animals will be my chief object of pursuit through the whole voyage".*



Figure 1. Landscape on the volcanic island of Santiago (Cape Verde archipelago), Post Hill area, probably as it was seen by DARWIN when visited it as a geologist. Photo credit: Eumenio ANCOCHEA

1. ábra. *Tájkép Santiago szigetén (Zöldfoki Szigetek), a Post Hill környékén, ahogy azt DARWIN láthatta, amikor geológusként meglátogatta a szigetet. Eumenio ANCOCHEA fotója*

DARWIN's zest for geology is vividly captured in a letter to his cousin, W. D. FOX, written from Botafogo Bay, near Rio de Janeiro in May 1832. *"But Geology carries the day; it is like the pleasure of gambling, speculating on first arriving what the rocks may be; I often mentally cry out 3 to one Tertiary against primitive; but the latter have hitherto won all the bets".*

His activity was not focused only on writing books; he was also a very active member of the Geological Society of London founded in 1807. He was nominated a member of it on 30th of November 1836 at HENSLOW's proposal. In 1838 he presented a memoir published in 1840 — collecting his ideas about the theory of Earth and improving in some aspects LYELL's theories — which was very well received. The Society was the centre of geological investigation in 1830's, and the elected President considered that year as "The Heroic Age of the Geology". In 1837 the Society had 709 members, although not all of them attended the scientific meetings. Among others, the names of LYELL and DARWIN have been included in the Directory of Council. Several years later DARWIN was nominated as Secretary, which he gave up due to health problems; he was vice-president for two years and member in the Directory of Council for 14 years.

DARWIN's influence in the Geology of those years was enormous. RHODES (1991) considers him as the most recognized geologist. If we consider this statement in terms of present-day criteria of scientific impact, the citation of DARWIN was superior to any other geologist's. According to the speech of the president WHEWELL in 1838, the citations of VON HOFF (7), TURNER (6), OWEN, LYELL, and SEDGWICK (5 each) have been inferior to those of DARWIN who had been cited 14 times.

Darwin: Contribution to Petrology

At the beginning of 19th century, it was a huge interest for understanding the origin of the granites and basalts and for the classification of rock types, since the recognition of large rock variety is at the base of development in Petrology (PEARSON 1996).

The treatises of WERNER (1787) and HUTTON (1788) and the fiery debate they generated surely was the starting point of the rapid advancement of Petrology as it is considered today. Becoming aware of these disputes, a scientific group from other disciplines added their contributions. The mathematician Playfair, for instance popularized HUTTON's theories and refined them in 1802. The chemist HALL, a friend of HUTTON, started in 1790 to experiment the fusion of materials in crucibles in order to reproduce the natural phenomena; for this reason he can be considered the father of experimental petrology. According to YODER (1993), the development of petrology is marked by a number of milestones such as HUMBOLDT'S (1810) idea that volcanoes are aligned along fractures and earthquakes are associated with volcanism, or that of VON BUCH (1825) who defined the concept of Caldera in La Palma Island (Canary Islands). All these ideas, as well as others associated with magmatic processes, were in DARWIN's mind when he embarked on the Beagle, hence there is no exaggeration to say that he was impregnated by petrologic ideas.

According to YOUNG (2003), his biographers — notably BOWLBY (1990), BOWLER (1990), DESMOND & MOORE (1991) — did not consider him as a volcanologist. DARWIN has never visited the European volcanic areas, or the Canary archipelago, since the Spanish authorities have not allowed Beagle to disembark in Puerto de la Cruz, apparently by health precautions since at that time cholera was raging in England. This was a big disappointment to DARWIN who idealized the Canary archipelago after reading HUMBOLDT. According to VIRGILI (2003), LYELL was later obliged to travel in these islands in 1853–1854, to analyze the popular book of VON BUCH (1825) "Physical Description of the Canary Islands" since DARWIN, his friend, was not able to offer information about them.

One of DARWIN's concerns in order to complete the expedition was to classify and preserve the sample material collected during the expedition. The rock samples went into the custody of the Cambridge University. Apparently this collection has not benefited from a detailed petrographic study, although it has been classified with the rock names of the epoch which considered the volcanic rocks as being divided in two families: 1) the dark ones including the basalts containing pyroxenes and olivine, and 2) the light-coloured rocks, such as trachytes, defined by the presence of feldspars. Also, at that time the first chemical analyses were performed on basalts showing their low SiO_2 content as compared with the bright rocks richer in this oxide, with some exceptions such as obsidians. This collection consisting of more than 2000 rock samples (*Figure 2*) was used later by HARKER (1903) to produce his variation diagrams and to understand the ideas underlying the rock classification by considering the wide variability of rock types shown by DARWIN's collection.

DARWIN's petrologic ideas cannot be considered as being isolated; they have been mixed with other ideas of his geological conception. Considering the whole of his work — field notebooks, maps, autobiography, articles presented at the Geological Society, books and articles based on his field observations and synthesis of his knowledge — the following idea emerges. The lectures of his theories on Earth's formation presented at the Geological Society of London in 1838 and published in 1840 with a modified title ("On the Connection of certain Volcanic Phenomena in South America and the Formation of Mountain Chains"), his other works "Volcanoes as the Effect of the same Power by which Continents are elevated", "Coral Reefs" (DARWIN 1842), "Volcanic Islands" (DARWIN 1844), and "Geological observations on South America" (DARWIN 1846) allow us to consider his global perspective on Earth evolution. The global thesis of DARWIN related to the formation of Earth structures states a connection between earthquakes, volcanism and formation of the cordilleras as related to continental uplift, as a result of slow and continuous changes in the Earth interior. This conclusion was innovative enough in an epoch in which the general point of view was that the formation of the volcanoes is a result of water percolation and reaction with metals which strongly warms up the rocks in Earth's interior (RHODES 1991).

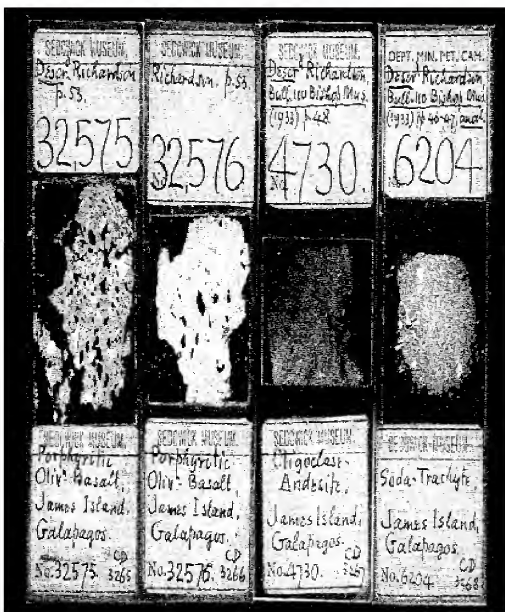


Figure 2. Thin sections from Darwin's petrological collection preserved at the University of Cambridge, used later by HARKER (reproduced in HERBERT 2005, p. 117)

2. ábra. *Vékonycsiszolatok DARWIN Cambridge-ben őrzött kőzettani gyűjteményéből, amelyet később Harker is használt kutatásaiban (HERBERT 2005, könyvéből, 117. oldal, átvéve)*

Geological observations on volcanic islands

DARWIN's book "Geological Observations on the Volcanic Islands" has the most petrologic focus of all his writings, but maybe it would have had no value for him if he had not include chapter VI, where his theoretical considerations to all his observations made during the expedition are presented. The first five chapters describe the visited islands, including field descriptions, where he compared his observations with the previous knowledge of other authors, whose books were taken with him during the journey. The visited islands are: Santiago (Cape Verde), Fernando Noronha, Terceira, Tahiti, Mauricio, San Pablo, Ascensión, Santa Helena, Galapagos Archipelago. The seventh chapter deals with the geology of Australia and Cape of Good Hope.

From the descriptions of these islands it is obvious that he had a particular interest in dikes. At that time it was a controversy related to dike generation: one (neptunist) theory involved their formation via water infiltration and the precipitation of dissolved salts in fissures, while the other (plutonist) view related the dikes to melts coming from the Earth's interior and solidified in fractures. DARWIN was concerned with this problem, using the word "dike" 75 times in his book "Geological Observations on the Volcanic Islands", always describing the characteristics of dikes and their relationships with the country rocks, reflecting his numerous detailed observations performed during the journey.

The sixth chapter "Trachytes and basalts. Distribution of the Volcanic Islands" can be divided into two parts: in the first part he describes how the rocks are generated, while in the second part he discusses how the volcanic islands are formed.

DARWIN presumed that volcanic islands of small size are either coral reefs or are constituted by volcanic rocks at a certain distance from the continents, which means that the majority of the active volcanoes are generated in these

islands, or within the ocean close to the shore of these islands. These islands have been formed by a large central volcano and an alignment of small-sized volcanoes. Although this finding was documented previously in VON BUCH's writings, DARWIN suggested that there are no compositional differences between different volcanic islands. Also, he considered that the oceanic volcanic islands are aligned following a simple, double or triple direction, sometimes slightly curved, trying to explain that the internal forces that helped the generation of the mountain chains in general are similar to those found in the volcanic archipelagos. For DARWIN the island groups of Galapagos and Canary are similar, and Cape Verde is slightly different since one of the alignments is curved at its extremities. In his opinion the generation of a volcanic island starts with submarine volcanism recorded by sediment intercalations within the volcanic rocks, then continues with subaerial volcanism and strong erosion processes in the final stages.

Darwin and the processes of crystallization–differentiation

YODER (1993) considers that DARWIN made an important contribution to igneous petrology by theorizing on the differentiation and pressure filtration processes. There have been circumstances to expound this theory, since studies on the rock and mineral densities have already been performed. CAVENDISH (1798) has determined Earth's density, HALL (1805) melted natural rocks, reproducing their textures, making also observations on the mineral distribution in the melt. DARWIN with his 'actualistic' formation and knowledge on the crystallizations of minerals in the melts and their separation considered that the diversity of igneous rocks was not a result of a singularly catastrophic situation, but they have a unique origin being separated one from another. The place where magma with a unique composition was generated is the interior of the Earth. How was this magma able to produce rocks of different composition? Different kinds of crystals have been formed from the melt by crystallization, so the remaining liquid (melt) has changed its original composition. The produced crystals have different densities than the melt; hence they will be distributed according to their densities. For developing this idea DARWIN (1844) considered three sorts of feldspar with densities between 2.4–2.7, hornblendes and augites between 3.0 and 3.4, olivine at 3.3– 3.4, and oxides at 4.8 to 5.2. Therefore, the feldspar crystals have the tendency to ascend, whereas the other crystals descend in the evolved magma. In this way, along the volcanic conduit the trachytes (density of 2.5 g/cm^3) formed mainly of feldspars are overlying the basalts (density of 3.0 g/cm^3) located in the lower part. During an eruption trachytes will erupt first, than followed by basalts covering the trachytes as a rule. Developing this theory DARWIN has cited different authors, and recognized that he already described this situation in his notebooks. However this was not validated in Tenerife where VON BUCH (1825) described basalts covered by trachytes in the upper part of the volcano. To solve this issue DARWIN considered that in evolved trachyte volcanoes basalts can also be generated in the marginal parts of the edifice. Afterward, DARWIN has generalized his theory developed for the volcanic rocks by interpreting the formation of intrusions such as SKAERGAARD, where his ideas have been refined. In supporting his theory he refers to dikes that intrude granites, met during his fieldwork in England, arguing that all have more basic compositions, suggesting that they belong to the lower part of a crystallizing magma body.

Was not DARWIN's theory so important for the development of the petrology, since it was not acknowledged afterwards? PEARSON (1996) answered to this question very simply: one of the most influential people in the development of the igneous petrology during the 19–20th centuries was BOWEN and his work who and all his followers never cited DARWIN, therefore his contribution was forgotten. DARWIN's contribution to geology has been not anymore revealed at the end of 19th century and even DARWIN, although he always loved geology, has abandoned this interest in time.

DARWIN returned from his Beagle journey with an immeasurable amount of data for proving his early launched geological theories. However, improving them would require further expeditions that he never undertook. The main causes that obliged him to renounce to travel were his family and his poor health. For this reason he was then focused on biology where the experimental field was local and open, and he had control on creatures from the different farms.

Darwin's unitary thinking

DARWIN is better known for his theory of the natural selection, than for his geological theories. PEARSON (1996) wondered whether there is any relationship between his geological theories and the biological ones and concluded that the methodologies he used are comparable, following the same type of analogism and the development of one (biological) after another (geological) was performed in succession during the same time period.

In 1835 he collected samples in the Galapagos Islands and took notes that have been used in his both theories and when approaching the end of the journey he was prepared to realize the conclusions for both.

The development of his geological theory started in 1837 and the book "Geological observations of the volcanic islands" was published in 1844. The development of his biological theory started also in 1837, when GOULD (the ornithologist), communicates that chaffinch of Galapagos is not only one species, but manifold. DARWIN revised his notebooks and opened a new one titled Transmutation (book B), that was parallel to book (A) where he sensitized his geological notes. Later on he wrote books C and D where he

outlines the ideas related to the two theories. In a letter to LYELL (1838) he wrote that his book of Geology was going well and he believed it to be revolutionary in Volcanology, and additionally he was working on animal species. The book 'Origin of the species' was written only in 1858–1859.

The mechanisms that he proposed in both theories are similar. If in a magma we remove one mineral containing a group of elements from the melt, this melt will be depleted in those elements, provoking a change by diminution, a process similar with that he invoked in his biological theories, as the extinction of the weak species.

The variation of species in the biological selection or the rocks resulted in magmatic differentiation will depend of the mutations in the selection of species, and by composition change and amount of fractionation in magmatic differentiation. If the differences in composition of the initial melt and of the new minerals that are generated are small and there is only insignificant crystallization, the new extracted melt will be very similar to the initial composition. In contrast, if the difference is large, the composition of the new melt will be significantly changed.

A specific difference between the two theories is that the biological theory can discuss on the reproduction and heredity, which in the geological theory does not exist, and consequently the only requirement is to adapt to the closed environment.

Evolutionists such as DAWKINS (1988) admit two types of simple selection: one which has no implications in the heredity and another, accumulative with reproduction. The first case refers to the formation of a crystal in a saline medium, followed by the separation of minerals by gravity, in the very same way DARWIN firstly proposed to generate different types of magmatic rock from a common melt source.

DARWIN developed these two theories — one for magmatic rocks another for species — without explicitly considering the relationships between them, but it is obvious that for both kinds of evolution the separation of minerals and animals, respectively, from a common 'source' (parent) was a natural outcome of selection, a line of thinking deriving from his starting idea of uniformity.

Conclusion

DARWIN is known as the father of the theory of the 'Origin of the Species', but doubtless his contribution is comparably important in other fields of sciences, such as in petrology, where he is largely ignored. In the year of bicentenary from his birth it is our duty to reconsider and acknowledge his influence and merits that he never achieved during his life. With his ideas DARWIN greatly helped the development of the petrologic knowledge, that is not really reflected in handbooks and treatises of igneous petrology in which he is not recognized as the initiator of the theory of fractional crystallization and gravitational differentiation of magma.

Acknowledgements

J. L. BRÄNDLE acknowledges the funds received from the Spanish government project "CGL 2009-07946" to visit Cape Verde Islands. Eumenio ANCOCHEA is thanked for providing the picture from the Santiago island (Figure 1). We thank Hilary DOWNES for her corrections to an earlier version of the manuscript.

References — Irodalom

BOWLBY, J. 1990: *Charles Darwin: A new life.* — W.W. Norton New York, U.S.A., 215 p.

BOWLER, P. 1990: *Charles Darwin: The man and his influence.* — Basil Blackwell. Oxford, UK, 253 p.

BUCH, L. VON 1825: *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln.* — K. Akademie Berlin, D, 411 p.

CAVENDISH, H. 1798: Experiments to determine the density of the earth. — *Philosophical Transactions,* Royal Society, London **88,** 469–506.

DARWIN, C. 1840: On the connection of certain Volcanic Phenomena in South America: and the Formation of Mountain Chains and Volcanos as the Effect of the same Power by which Continents are elevated. — *Transactions of the Geological Society of London* **2–5,** 601–631.

DARWIN, C. 1842: *Structure and distribution on coral reefs.* — Smith Elder and Co., London, 247 p.

DARWIN, C. 1844: *Geological observations of the Volcanic Islands, visited during the voyage of H.M.S. Beagle, together some brief notices on the geology of Australia and the Cape of Good Hope.* — Stewart and Murray, London, 175 p.

DARWIN, C. 1846: *Geological observations on South America.* — Smith Elder and Co., London, 279 p.

DAWKINS, R. 1988: *The blind watchmaker.* — University Press, Oxford U.K., 254 p.

DESMOND, A. J. & MOORE, J. 1991: *Darwin: The life of a tormented evolutionist.* — New York Warner Books, 770, Oxford University Press, NewYork U.S.A. 242 p.

HALL, J. 1805: Experiments on whinstone and lava. — *Transactions Royal Society,* Edinburgh **5,** 43–75.

HALLAM, A. 1983: *Great geological controversies.* — Oxford University Press, New York, U.S.A., 242 p.

HARKER, A. 1903: A new rock-classification. — *Geological Magazine* **10,** 173–178.
HERBERT, S. 1991: Charles Darwin as a prospective geological author. — *British Journal for the History of Science* **24,** 159–192.
HERBERT, S. 2005: *Charles Darwin Geologist.* — Cornell University Press, 485 p.
HUMBOLDT, F. 1810: Des volcans de Jorullo. — *Journal Natural Philosophy, Chemical Arts* **26,** 81–86.
HUTTON, J. 1788: Theory of the Earth or An investigation of laws in the composition, dissolution and restoration of land upon the globe. — *Transaction, Royal Society Edinburgh* **1,** 209–304.
LYELL, C. 1830–1833: *Principles of geology.* — Facsimile Edition, 3 vol., University of Chicago Press (1990–1991), vol. 1, 511 p., vol. 2, 330 p., vol. 3, 558 p.
PEARSON, P. 1996: Charles Darwin on the origin and diversity of igneous rocks. — *Earth Science History* **15,** 49–67.
RHODES, F. H. T. 1991: Darwin's search for a theory of the Earth: symmetry, simplicity and speculation. — *British Journal for the History of Science* **24,** 193–229.
SÁNCHEZ RON, J. M. 1997: *Autobiografía y cartas escogidas. Charles Darwin, selección Francis Darwin.* — Alianza Editorial, 632 p.
SCORD, J. 1991: The discovery of a vocation: Darwin's early geology. — *British Journal for the History of Science* **24,** 133–157.
VIRGILI, C. 2003: El fin de los mitos geológicos. — Lyell Nivela, Madrid Sp. 318 p.
WERNER, A. G. 1787: *Kurze Klassifikation und Beschereibung der verschiedenen Geburgsarten.* — In der Watherischen-Hofbuchhandlung, Dresden, 28 p.
YODER, H. S. 1993: Timetable of Petrology. — *Journal of Geological Education* **41,** 447–487.
YOUNG, D. 2003: *Mind over magma.* — Princeton University Press, 686 p.

Kézirat beérkezett: 2010. január 5.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

140/3, 321–326., Budapest, 2010

A Kárpát-medencéről 1859-ben megjelent ásványvíz-monográfiák[1]

DOBOS Irma

1027 Budapest, Margit krt. 44., e-mail: dobos.irma@upcmail.hu

Two monographs published in 1859 on mineral waters of the Carpathian Basin

Absract

Two of the outstanding Hungarian mineral water researchers of the 19th century — the physicians József TÖRÖK and Dávid WACHTEL — carried out their most important scientific activities separately but almost simultaneously. The Hungarian Academy of Sciences invited entries for a competition and, by this means, it established the progress of the Hungarian professional terminology and the science of balneotherapy in an exemplary way. József TÖRÖK was already a member of the Academy at the time he won the competition, and his book was published in the same year of the competition, 1848. He was acknowledged by contemporary scientists not only as a physician but as a professor and researcher as well. The revised edition of his book was published in 1859.

Dávid WACHTEL excelled as a talented organizer and writer. He founded and edited several medical periodicals; these served as unifying elements for the national medical community and aimed at providing reviews of scientific results by publishing the papers of respected professionals. Additionally, he wrote a monograph in the German language on the mineral waters of Hungary. This was published in 1859 and made the richness of the natural resources of Hungary better known in German-speaking countries.

Keywords: mineral water, spa, monograph, resource, balneotherapy

Összefoglalás

A 19. század kiemelkedő ásványvíz-kutatói között jelentős tudományos munkát végzett közel egy időben két orvos: TÖRÖK József és WACHTEL Dávid. A magyar nyelv védelme és a balneológiai tudomány megalapozása érdekében a Magyar Tudományos Akadémia jó példát mutatott egy balneológiai tankönyv pályázatának meghirdetésével. TÖRÖK József már akadémiai tag volt, amikor megnyerte a pályázatot és 1848-ban ki is adták a könyvét. Nemcsak orvosi hanem oktatói és kutatói munkája alapján is kiváló minősítést kapott kortársaitól. Átdolgozott, bővített könyve 1859-ben jelent meg.

WACHTEL Dávid különösen szervezői és írói tehetségének kibontakozása révén tűnt ki kortársai közül. Több orvosi jellegű hírlap alapítása és szerkesztése bizonyos tekintetben a hazai orvostársadalom összefogását, az elért eredmények ismertetését is célozta tekintélyes szakemberek írásain keresztül. Emellett a magyarországi ásványvíz-előfordulások német nyelvű monografikus feldolgozása és 1859. évi kiadása megismertette az ország természeti kincsének gazdagságát a német nyelvterületen.

Tárgyszavak: ásványvíz, gyógyvíz, monográfia, forrás, balneológia

TÖRÖK József élete és munkássága

A 19. század a nagy találmányok időszaka a történelmi Magyarország területén és az különösen a reformkorban (1825–1848) a természettudományok fellendülésével, a különböző társadalmi egyesületek alapításával járt. Az 1830-as évektől egymá sután alakultak ezek a szervezetek, így a „Verein der praktischen Heilkunde zu Temeshwar” (1838) a Buda-Pesti Királyi Orvosegylet (1837), a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlései (1840), a Magyar Királyi Természettudományi Társulat (1841), a Magyarhoni Földtani Társulat (1848), a Magyar Tudós Társaság (1825), később Magyar Tudományos Akadémia néven (1828). Az

[1]Előadásként elhangzott a MFT Tudománytörténeti Szakosztály 2009. január 26-i előadóülésén

egyesületek azzal a céllal jöttek létre, hogy az ország természeti értékeit feltárják és magyar nyelven közkinccsé tegyék. Ezt a célt a Magyar Tudományos Akadémia, a régi és az új oktatási intézmények is messzemenően támogatták és megvalósításában kezdeményezők voltak.

A Magyar Tudományos Akadémia 1845-ben pályázatot írt ki egy balneológiai tankönyv megírására. A pályázat így szólt: *„Határoztassanak meg vegybontások s gyógygyakorlati adatok nyomán a nevezetesb honi ásványvizek gyógyjavallatai; miként lehetne azokat netalán létező hiányaikra nézve orvosrendőrségi tekintetbe használhatóbbakká tenni; továbbá adassék elő, melyekkel lehetne azok közül a külföld legnevezetesb ásványvizeit pótolni; végül említessék meg, mik történtek irodalmi tekintetben e tárgyra nézve?”*



1. kép. TÖRÖK József (1813-1894) arcképe
Photo 1. *Portrait of József TÖRÖK (1813-1894)*

A pályázók között volt TÖRÖK József is *(1. kép)*, aki karakteres 19. századi magyar tudós. Ő kiváló oktató, kutató és orvos volt egy személyben. A Bars vármegyei Alsó-Váradon született 1813. október 14-én. A négy középiskolát Selmecbányán végezte, majd a debreceni Református Kollégiumban tanult tovább és még a „bölcseleti, a jogi és a teológiai” tanfolyamokat is elvégezte. Pesten az orvosi egyetemre iratkozott be és 1842-ben doktorrá avatása után Berlinbe, majd Párizsba ment, ahol az akkori orvos-professzorok előadásait hallgatta. Doktori disszertációja úttörő volt: az első magyar orvosi kozmetikai szakkönyvet állította össze (Cosmetica sanitati non inimica — Egészséget nem rontó szépítőszerek) amely Budán 1842-ben jelent meg. Itthon orvosként praktizált, neve ismert volt és 1843-ban sebészdoktorrá is avatták, így joggal pályázhatott az orvosi kar törvényszéki orvostan tanszéki állására, majd a diaetetikai rendkívüli tanszékétre. A katolikus szellemű Helytartótanács a református TÖRÖK Józsefet nem javasolta egyik tanszékre sem, ezért 1847-ben elfogadta a debreceni református főiskola meghívását a vegytan, a növény- és ásványtan előadására (VIDA 1994).

Az akadémiai pályázatot TÖRÖK József már mint főiskolai tanár, az akadémia levelező tagja nyerte el. Az 1847-i akadémiai nagygyűlés munkáját 50 arannyal jutalmazta. A következő évben a mű „A két Magyarhaza első rangú gyógyvizei és fürdőintézetei. Természet-, vegy-, s gyógytani sajátságaikban előterjesztve” címen Pesten jelent meg. Mivel a 2000 példány rövid idő alatt elfogyott, egy átdolgozott és jelentősen kibővített formában 1859-ben Debrecenben ismét kiadták (*2. kép*). A könyv a pályázati feltételeknek valóban megfelelt, igaz ő vegyelemzést nem végzett, de a Kárpát-medencében az addigi eredményeket minden tekintetben feldolgozta. A balneológiai irodalmat időrendi sorrendben, két részletben közölte, így az idegen (latin, német) nyelvűt 1549-től Carl HAUER munkásságáig bezárólag, míg a magyar nyelvűt 1631-től 1859-ig, majd külön tárgyalta a hévíz és a hideg vizű forrásokat. A 35 hévizű forrást, az akkor ismert osztályozás szerint, a legrészletesebben írta le, és minden forrásnál a történeti adatokkal vezette be mondanivalóját, ezután a földtani



A KÉT MAGYARHAZA ELSŐ RANGU

GYÓGYVIZEI

ÉS

FÜRDŐINTÉZETEI.

TERMÉSZET-, VEGY-, S GYÓGYTANI SAJÁTSÁGAIKBAN ELŐTERJESZTVE.

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA ÁLTAL KOSZORUZOTT PÁLYAMUNKA.

IRTA

TÖRÖK JÓZSEF

Második újra átdolgozott s tetemesen bővített kiadás.

1. Balaton-Füred. 2. Bártfa. 3. Budai Császárfürdő. 4. Harkány. 5. Mehádia. 6. Parádi Csevicze. 7. Parádi timsósfürdő. 8. Pöstyén. 9. Szklenó. 10. Szliács. 11. Szobráncz. 12. Trencsin-Teplicz tájképeivel.

DEBRECZENBEN.
NYOMATOTT A VÁROS KÖNYVNYOMDÁJÁBAN.
1859.

2. kép. Az 1859-ben megjelent ásványvíz-monográfia
Photo 2. *Monograph on mineral waters, published in 1859*

viszonyokat, a legkedvezőbb vízelemzést, s legvégül a gyógyászati vonatkozásokat vázolta fel. A hévizek és a hideg ásványvizek felosztását a legáttekintőbben végezte és rendszerezte. A hévizeket nyolc csoportba sorolta, éspedig: a vegyileg közönyös, a kénes, az égvényes (alkali), a keserűsós, a meszes, a vasas, a konyhasós és kiegészítésül az iblany (jód) tartalmú hévizeket. A hideg ásványvizeken belül megkülönböztette: a kénes, az égvényes, a savanyú vizeken belül hat változatot, a keserűvizeket, vasgálicos timsós, konyhasós hideg ásványvizet. Ebben a kiadványban már leírta az 1853-ban felfedezett lágymányosi Mattoni-féle keserűvizet. Összesen 131 lelőhelyet dolgozott fel és még tizenegyet sorolt fel részletes elemzés nélkül (TÖRÖK 1859).

A Függelékben az ország ásványvizeinek hiányosságairól és a kiadvány első kiadása óta eltelt 10 év újabb elemzési adatairól számol be, amiben a bécsi Földtani Intézet elemzői jelentős részt vállaltak. Foglalkozott a palackozással, megemlítette az ivókúrára használt egri hévizet, bár ez a gyógymód szerinte itt is háttérbe szorult. A továbbiakban az ásványvizek palackozásának hiányosságára tért ki. Szerinte *„.... ügyetlenül* meríttetnek, *célszerűtlen üvegekbe töltenek s ezek tökéletlenül dugaszoltatnak be”.* Jónak ítéli meg a Meisner-féle csövet, amelyet TOGNIO Lajos módosított, de azt csak a czigelkai víz töltésére használták. Az ásványvíz merítésére a tavaszi és a nyári hónapokban *„a napfelkelte előtti szép tiszta időt”* javasolja azonnali töltésre tiszta üvegekbe, *„mert csak így lehetünk biztosak a felől, hogy szállékony alkatrészekben veszteséget nem szenvedett ásványvíz birtokába jutottunk”.* Az üvegek formáját sem találta megfelelőnek, mert éppen emiatt szállítás közben gyakran eltörtek akkor is, ha tökéletes volt az üvegek dugaszolása. Ezt Borszéken úgy oldották meg, hogy a megtöltött üveget 24 óráig nyitva hagyták és ezáltal a szénsav nagy részét az ásványvíz elvesztette (!). Azt javasolta, hogy jó erős és kúpformájú üvegbe kell tölteni, a parafadugó helyett a marienbadi dugaszolási módot kell alkalmazni, ahol a bedugaszolt üveget még viasszal ellátott vászondarabbal vagy megnedvesített hólyaggal borítják be, erősen lekötik, majd szurokba mártva és hideg vízbe dugva ez teljesen bezárja az üveget. A legnagyobb problémát abban látta, hogy orvosaink a külföldi gyógy- és ásványvizet ajánlották a betegeknek a magyar vizek helyett. Azóta sok minden megváltozott, s talán ma már orvosaink nem külföldi, hanem magyar ásvány- és gyógyvizet ajánlanak a betegeknek (DOBOS 1979).

A nagy részletességgel megírt monográfiát ZOMBORY Gusztáv (1835–1872) 12 fürdőhely (Balatonfüred, Bártfa, budai Császárfürdő, Harkány, Mehádia, parádi Csevicze, parádi timsósfürdő, Pöstyén, Szklenő, Szliács, Szobráncz, Trencsénteplic) színes kőnyomatával tette teljessé.

Akadémiai rendes tagságának székfoglaló értekezését 1858-ban „Debrecen földtani viszonyai”-nak bemutatásával tartotta meg. A debreceni artézi kutak kőzetmintáit dolgozta fel 312 láb mélységig. Ebben a munkájában bizonyára némi segítséget jelentett az ugyancsak főiskolai tanár, CSÉCSI NAGY Imre (1804–1847) korábbi közleménye, igaz az a KOSSUTH Lajos szerkesztette Pesti Hírlap 1843. évfolyamának egyik számában jelent meg, s már ő megállapította a debreceni artézi kutak fúrásai alapján, hogy a harántolt kb. 100 m-en belüli rétegek nem tengeri, hanem folyóvízi eredetűek A kabai meteoritról készült feldolgozását a Magyar Akadémiai Értesítőben közölte le (1858). A kb. 7 fontot nyomó meteorit 1857. április 15-én 10 órakor esett le Kabán. A meteorit külső formáját, színét részletesen leírta, majd porrá törve megállapította, hogy az a mágnest vonzza és szerves anyagot is tartalmaz (KÁLMÁNCHEY 1965).

Igen korán csatlakozott a természettudományt művelő egyesületekhez, s azokban tevékenyen vett részt. A Természettudományi Társulat 1845-ben másodtitkárává választotta, ahol az első évkönyvet, a névkönyvet és a naptárat szerkesztette. A társulat folyóiratában „A jégkorszak nyomairól Magyarországon s különösen Debrecen vidékén” c. munkája jelent meg. A Magyar Orvosok és Természetvizsgálók vándorgyűléseinek aktív résztvevője, ahol 1882-ben a nagygyűlés alelnöke és itt „A Magyar birodalom eddigelé ismeretes meteoritjeiről” tartott előadást. Ugyanekkor jelent meg a Debrecen rovarfaunája c. műve (VIDA 1994).

A földtani és hidrogeológiai munkáin kívül számos orvosi és más jellegű munkája jelent meg. különböző folyóiratokban. Összességében megállapíthatjuk, hogy egy kiváló képességű, nagy felkészültségű, sokoldalú tudós eltérített útján is megtalálta tennivalóját és azt magas szinten művelte. Debrecenben 1894. március 14-én, 81 évesen hunyt el.

WACHTEL Dávid
orvos, a szerkesztő és ásványvízkutató

A WACHTEL Dávid életét és munkásságát méltatók úgy ítélték meg, hogy személye nem tartozott a kiemelkedő tudósok közzé, de a korai Orvosi Tár, majd az Orvosi Hetilap közötti hiányt újonnan alapított szaklapjaival pótolta *(3. kép).* Német nyelven megjelent fürdőügyi és ásványvíz-bemutató könyve pedig szerves része a 19. századi magyar orvos- és



3. kép. WACHTEL Dávid (1807–1872) arcképe
***Photo 3.** Portrait of Dávid WACHTEL (1807–1872)*

balneológia tudománynak annak ellenére, hogy neve és munkássága ritkán fordul elő ásványvíz-irodalmunkban.

Nagykanizsán 1807-ben született igen szegény sorsú és egyszerű szülők gyermekeként. Már ifjú korától önmagára volt utalva, s csak vasszorgalma és kitartása révén juthatott aránylag magas állami beosztásba. A pesti tudományegyetemen 1833-ban avatták orvosdoktorrá. Munkáját Temesváron kincstári orvosként kezdte, és a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók 4. (1844), a temesvári nagygyűlés titkára volt. 1859-ben a soproni kerület orvosügyi előadója, később Heves megye főorvosa. A községi orvosi állomások szervezésében kiemelkedő munkát végzett. 1861-ben a pesti egyetemen kinevezett egyetemi tanár (1861–1871). A pesti egyetem orvoskarának 1863-ban 15 tagja között BALASSA Jánost, SEMMELWEIS Ignácot, LINZBAUER Ferencet, SAUER Ignácot, WACHTEL Dávidot is ott találjuk (*4. kép*). Budán, 1872. március 16-án halt meg.

Az újságíró és szervező orvos

Nehéz feladatot jelentett számára, amikor a temesvári körzetben kapott munkát, mert az a terület az ország egyik járványgóca volt, s erről már Arad vármegye főorvosának 1847-ben a „Bánság poslázai” c. pályadíjas munkája is tudósított. Korabeli beszámolók szerint ilyen helyen az orvos még inkább érzi a kiszolgáltatottságot, a magára hagyatottságot és a tehetetlenséget, ha nem tudja a járványt orvosolni, az okot és a gyógymódot megtalálni. Nem véletlen, hogy WACHTEL Dávid 1839-ben megjelent cikke az Orvosi Tárban, civil szervezet alapításán keresztül gondolta megoldani, többek között, a járványok felszámolását Temesvár környékén. A svájci, a görög és a moldvai példát említett, ahol már régóta működtek az egyesületek, bár 1838-ban Temesváron is megalakult az orvosegyesület „Verein der praktischen Heilkunde zu Temeschwar” néven Tanulmányában felvázolta az egyesületek munkáját és szervezeti felépítését, berlini példa alapján az elszegényedett betegek támogatására pedig tőkepénztár létesítését javasolta. Minden nagyobb városban egy ilyen, a szakirodalom és az orvosi műszerek beszerzésének megkönnyítésére alkalmas, egyesületet kívánt létrehozni. Javasolta, hogy évente közgyűlést hívjanak össze a legalkalmasabb vezetők megválasztására. A nagy lelkesedéssel indult kezdeményezés sajnos nem volt képes összefogni a különböző politikai felfogású orvostársadalmat. A kudarc valamit mégis eredményezett. A magát magyarnak valló 9 temesvári orvos a felhíváshoz csatlakozva új erővel hirdette a magyar orvosi szellem térhódítását. Ez a megjelent írása bizonyára nagy hatású volt és elősegítette az 1841-ben BENE Ferenc és BUGÁT Pál álatal alapított Magyar Természettudományi Társulat életre hívását (SZÁLLÁSI 1977).

A jó tollú, nagyszerű szervező orvos, aki nem csak orvosi tárgyú publikációival jeleskedett, hanem néhány újság szerkesztését is vállalta, majd az 1840-ben megindított „Temesvarer Wochenblattban” előbb mint szerkesztőségi tag, majd mint szerkesztő harsogó szavakkal tartotta ébren a kor demokrata vezéreszméit. A „Südungar” c. radikális irányú politikai lapot 1848-ban szerkeszti (WACHTEL 1848). Ezt követte azután a „Zeitschrift für Natur- und Heilkunde in Ungarn” c. hetilap elindítása és azt 1850-ben kezdi szerkeszteni (WACHTEL 1850), de 1860-ban abbamarad. Előbb 1855-ig Pesten a Landerer és Hechenast nyomdájában, majd ezután a soproni REICHARD Adolfnál készül a lap kiadása. Ebben olyan neves személyek írtak, mint BALASSA János, BENE Ferenc, LENHOSSÉK József (DOBOS 2009).

A nagygyűlés tudományos eredményei

WACHTEL Dávid már 1840-ben részt vett, Bánát képviselőjeként, a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók első gyűlésén. Itt építette ki jó kapcsolatait a vándorgyűlés veze-



4. kép. Az orvosi kar 1863-ban
Photo 4. *The medical faculty in 1863*

tőségével, majd a besztercebányai gyűlésen 1842-ben, ahol titoknok volt, több társával kérte, hogy Temesvárt jelöljék ki a következő gyűlés helyszínéül. Ez meg is történt. Javaslatával annak a reményének adott hangot, hogy az élvonalbeli szakemberek segítik majd megoldani a Temesköz súlyos egészségügyi problémáját. Így történt, hogy 1843-ban megelőzve még Kolozsvárt is, Temesváron rendezték meg a IV. Vándorgyűlést. WACHTEL és társai két fontos programmal tértek haza. Nevezetesen: megvizsgálandó, hogy a temesi bánság alkalmas-e gyapottermelésre és a „Febris Banatiensis" leküzdhető-e. Amikor egy év után, 1839-ben a régi vezetőség lemondott a temesvári egyesületben, a fiatal WACHTEL Dávid vette át a szervezés nehéz feladatát. A kitűnő tollú újágírói vénával megáldott orvos hatásos felhívást intézett az egész körzet orvosaihoz, s abban többek között ezt írta: *„…megmutatjuk a népeknek, hogy ami az orvostudományt illeti, mindenütt félreismert hazánkat Európa legképzettebb nemzetei között egy tiszteletre méltó hely illeti meg.*" Ez a felhívás bizonyítja, hogy alapköve lett a bánáti magyar nyelvű orvosi irodalomnak és az újjászülető magyar nemzeti kultúra megteremtésének itt a Temesközben.

Az egész vándorgyűlés súlyos terhe tehát WACHTEL Dávidra hárult, de töretlen akaratereje minden akadályt elhárított. A nagy munkában ott volt kitűnő segítőtársa DEUTSCH Ferenc József, aki néhány év múlva Magyarország első ásványvíz-térképét magyar és német nyelven is kiadta. A vármegyeház díszterme teljesen megtelt a megnyitáskor, a haladó szellemű tudományos világ találkozó helye lett. Egyedül a szászok maradtak távol a gyűlésről. „Háromnapos győzelmi mámor!", „Buziásfürdő piros-fehér-zöld zászlókban pompázik!" ilyen és ehhez hasonló szlogeneket küldtek ekkor Pestre.

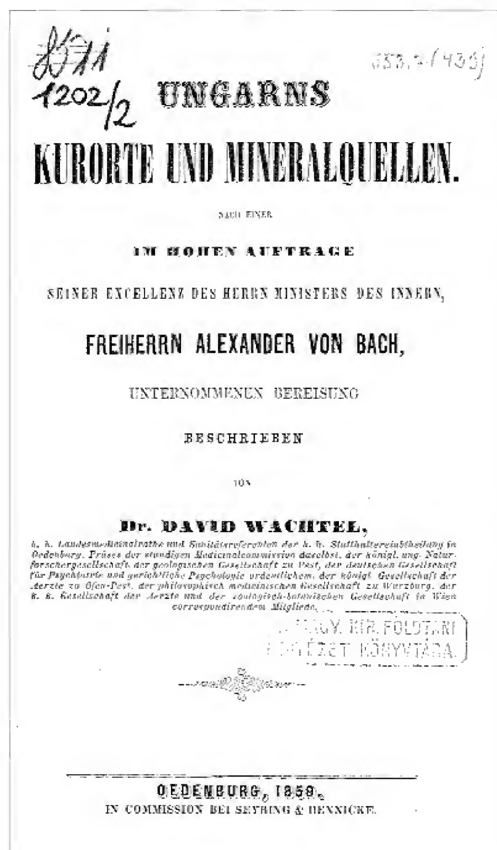
A WACHTEL által előterjesztett, az első kérdésre negatív választ kapott, s csak a második kérdést sikerült kidolgozni, amely DEUTSCH Ferenc József, Temes megye akkori tisztifőorvosának munkája volt. Aki „A bánsági föld s nép viszonyainak rövid vázlata statisztikai s biostatikai tekintetben" című írást jelentette meg. Ezzel tulajdonképpen az első orvosi statisztika jött létre. Ebben említi először a Dacia nevű lázat (maláriát), amely a Dácia fertőzött parti területein pusztított.

A következő program a Temesvár közeli Buziásfürdőn folytatódott. Itt CSOKERLYAN György munkáját „A buziási ásványvizek hatása s használati módja" című értekezést DEUTSCH fordította magyarra. A buziási tanulmányok közül a legértékesebb DEUTSCH monográfiája, amely „Buziás. A magyar orvosok és természetvizsgálók országos IV. nagy gyűlésének emlékül. Temesvár, 1843." címen jelent meg, s ezt minden résztvevő meg is kapta. Erre az alkalomra WACHTEL Dávid Hippokrates válogatott aforizmáinak fordításával lepte meg a gyűlést. Mindkettőjük érdeme, hogy a Temesközben megnyitották a magyar orvostudományi irodalom első haladó szakaszát, de távozásukkal és a szabadságharc leverése után a kialakított Szerb Vajdaság alatt megszűnt több mint egy évtizedre mindaz, amit a reformkor a Temesközben felépített (STITZL-TASS 1961).

A nagy mű: az ásványvíz-monográfia

A szabadságharc bukása után az elnyomó Bach-kormány helyes fürdőpolitikát folytatott akkor, amikor a belügyminiszter (báró BACH Sándor) megbízta WACHTEL Dávid orvost, az Országos Orvosi Tanács tagját, a Helytartóság soproni osztályának egészségügyi előadóját, hogy vizsgálja meg a gyógyforrások kihasználtságát az országban. Ekkor még a soproni kerület orvosügyi előadója volt. Két év alatt beutazta és összeállította a Kárpát-medence ásványvizeit, fürdőit és arról igen lehangoló képet festett. Megállapította, hogy a szomszédos országokhoz viszonyítva nagymértékben elmaradtunk, pedig *„minden bizonnyal már régóta a nemzeti jólét legjelentősebb tényezői*" lehetnénk forrásaink száma és minősége alapján.

WACHTEL Dávid életműve a 475 oldalas *Ungarns Kurorte und Mineralquellen (5. kép)*, amely 1859-ben jelent meg Oedenburgban (Sopron). A monográfiát egy 5 és féloldalas előszó vezeti be, s ebben méltatja KITAIBEL Pál és LENGYEL Dániel munkáját, akik a gyógyforrásokat és a fürdőket a Zeitschrift für Natur und Heilkunde in Ungarn c. lapban


UNGARNS
KURORTE UND MINERALQUELLEN.
NACH EINER
IM HOHEN AUFTRAGE
SEINER EXCELLENZ DES HERRN MINISTERS DES INNERN,
FREIHERRN ALEXANDER VON BACH,
UNTERNOMMENEN BEREISUNG
BESCHRIEBEN
VON
Dr. DAVID WACHTEL,
k. k. Landesmedicinalrathe und Sanitätsreferenten der k. k. Statthaltereiabtheilung in Oedenburg, Präses der ständigen Medicinalcommission daselbst, der königl. ung. Naturforschergesellschaft, der geologischen Gesellschaft zu Pest, der deutschen Gesellschaft für Psychiatrie und gerichtliche Psychologie ordentlichem, der königl. Gesellschaft der Aerzte zu Ofen-Pest, der philosophisch medicinischen Gesellschaft zu Würzburg, der k. k. Gesellschaft der Aerzte und der zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien correspondirendem Mitgliede.
OEDENBURG, 1859.
IN COMMISSION BEI SEYRING & HENNICKE.

5. kép. A német nyelvű ásványvíz-monográfia címlapja (1859)
***Photo 5.** Front page of the monograph in German (1859)*

ismertetik. Ezután egy hosszú bevezető következik, majd a megyénként feldolgozott anyagon belül az egyes helységek, az ott előforduló források, néhol kutak a legújabb vegyelemzésekkel kiegészítve. Megadta a víz fajsúlyát, az ezer súlyegységre eső szilárd ásványi anyagot, a víz hőmérsékletét Reaumur-fokban és gyógyászati használhatóságát. Az előfordulásokat egy megyén belül a víz vegyi jellege alapján csoportosítva sorolta fel. Külön irodalomjegyzéket nem használt, a hivatkozásokat itt-ott beépítette a szövegbe. Egyedül helységnév-mutatót állított össze, ez a kötet végén található. Jó lett volna, ha külön megyénkénti és víztípusonkénti összessítőt is közöl. Miután magyarul is kitűnően beszélt, ezért valószínű, hogy az 1848-ban megjelent TÖRÖK József-féle monográfiát ismerte és azt fel tudta használni német nyelvű munkájához. Igyekezett azonban kissé eltérni ennek szerkezetétől, ezért is választotta talán a megyénkénti és azon belül a kémiai összetétel alapján a víztípusonkénti feldolgozást. A történeti részre kevés figyelmet fordított, nem úgy mint TÖRÖK József, s csak elvétve lehet ilyen jellegű utalást találni.

A tulajdonképpeni országismertető munkáját Sopronnál, illetve Sopron megye közigazgatási területénél kezdte. Valószínűleg ez a terület és a hozzá csatlakozó nyugati szegély neki a legkedvesebb, mert hiszen hosszú ideig itt volt tanácsos. Ezt követte azután Sopron vármegye részletes bemutatása, előbb a geomorfológiai viszonyokat, a medencéket, a hegységeket ismertette, de nem hagyta ki a különleges építményeket, a folyókat és a patakokat sem. A földtani felépítésre is kitért és néhány kőzetet is felsorolt, így a gránitot, a gneiszet, a mészkövet és még az éghajlati viszonyokat is felvázolta. Úgy látta, hogy a megye területén kétféle: alkáli és kénes forrás fordul elő. Ez a megállapítása a balfi forrásokra is érvényes volt, amit igen részletesen már korábban a hetilapjában is leírt. A források vízhozamát vödörben adta meg, mint pl. Pecsenyédnél, ahol egy nap 150 vödör 11 °R hőmérsékletű savanyúvizet adott a forrás. A minőséget pedig a szokásos sókban fejezte ki, megjelölve általában az elemző nevét.

A kötet 567 forráshely felsorolásával fejeződik be a monográfia utolsó oldalain, de ebből 302 olyan, amelynél a részletes környezet, a források száma, vegyi jellegének ismertetése általában hiányzik. A források egy részét, különösen a Kárpátalján kerületenként (például a rahói és a técsői kerület) sorolja fel kevés ismertetéssel. Több lelőhelynél előfordult, hogy a források különböző kémiai összetételű vizet adtak, ezeket abc sorrendben néhány jellemzővel, helymeghatározással, kémiai jelleggel sorolta fel 1-2 mondatban. Minden bizonnyal a rendkívül sok forrás, s a hiányos adatok miatt választotta a szerző ezt a megoldást.

A legjelentősebb orvosok és gyógyszerészek nevét is megtudhatjuk az elemzésekből: Közülük néhány ismertebb pl. WÜNTZLER Vilmos, SIGMUND Lajos, TOGNIO Lajos, WINTERL József Jakab, KITAIBEL Pál, MOLNÁR János, NENDTVICH Károly, OESTERREICHER Manes József, WAGNER Daniel, SAY Móric, Carl HAUER és RAGSKY Ferenc (WACHTEL 1859).

* * *

A két szerző azonos jellegű alkotása alkalmas volt arra, hogy további vizsgálatokat végezzenek nem csak az orvosok, hanem a természettudósok is. Alapul szolgálhatott a párizsi világkiállításra (1878) ZSIGMONDY Vilmos bányamérnök javaslatára készült, majd BERNÁTH József kémikus, tanár 1881-ben megjelent ásványvíz-térképének és még több kitűnő földtani és hidrogeológiai tanulmány kidolgozáshoz.

Irodalom — References

DOBOS I. 1979: Ásvány- és gyógyvizeink ivókúrás hasznosítása. — In: BORSZÉKI B. (szerk.): Ásványvizek és gyógyvizek, Budapest, 62–117.

DOBOS I. 2009: Wachtel Dávid (1807–1872). — *Ásványvíz, üdítőital, gyümölcslé* **10/2,** 38–40.

KÁLMÁNCHEY E. 1965: Török József (1813–1894). — *Természettudományi Közlöny* **96/9,** 385–287.

SZÁLLÁSI Á. 1977: Wachtel Dávid. — *Orvosi Hetilap* **118/42,** 2537–2539.

STITZL-TASS J. 1961: A magyar orvostudományi irodalom első haladó szakasza a Temesközben. — *Communicationes ex Bibliotheca Historiae Medicae Hungarica* 308–325

TÖRÖK J. 1859: A két magyarhaza első rangú gyógyvizei és fürdőintézetei. — Debreczenben, 288 p.

VIDA M. 1994: Török József orvos és természettudós (1813–1894) halálának centenáriumára.— *Orvostörténeti Közlemények — Communicationes de Hisoria t. Artis Medicianae*. **147–148/3–4,** 83–90.

WACHTEL D. (szerk.) 1848: Südungar. Zeitschrift für Belletristik und sociales Leben in Ungarns Südosten ex.(Hetenként háromszor megjelent szépirodalmi lap 1848. okt. 3-tól okt. 28-ig. Temesvár).

WACHTEL D. (szerk.) 1850: Zeitshrift für Natur- und Heilkunde in Ungarn. (Heti szaklap 1850. júl. 1-tól 1860 végéig a Medicinische Rundschau c. havi melléklettel. Pest).

WACHTEL D. (szerk.) 1859: Ungarns Kurorte und Mineralquellen. Nach einer im hohen Auftrage. — Oedenburg, 475 p.

Kézirat beérkezett: 2009. december 3.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
140/3, 101–102., Budapest, 2010

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

Események

50 éves a Miskolci Egyetem Földtudományi kara

A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar 2010. május 14-én ünnepi előadást rendezett fennállásának 50. évfordulója alkalmából, ahol az intézetet FÖLDESSY János mutatta be. A Miskolci Egyetem Közleményei A sorozat (Bányászat) 79. kötetében cikkgyűjteményt is közreadtak a kar intézeteinek bemutatására.

13. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés (Csákvár, 2010. június 3–5.)

Idén tavasszal a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztálya immár tizenharmadik alkalommal rendezte meg az Őslénytani Vándorgyűlést. A program helyszíne ezúttal a Vértes hegység volt, ahol a Magyar Állami Földtani Intézet munkatársai a közelmúltban fejezték be a térképezési munkálatokat, így a résztvevők első kézből értesülhettek a legfrissebb eredményekről.

Szállásunk a Pro Vértes Természetvédelmi Közalapítvány kezelésében lévő Vértesboglári Erdei Iskolában és a csákvári Geszner Házban volt. A konferenciának szintén az Erdei Iskola adott otthont.

A háromnapos eseményen a korábbi évekhez hasonlóan több mint 50 kolléga vett részt. A hazai őslénytani kutatások legújabb eredményeit ismertető előadások száma 23, a bemutatott poszterek száma 15 volt. A rendezvény alkalmából immár hagyományosan megjelenő sárga programfüzet, amely a kirándulásvezetőt és az előadás-kivonatokat is tartalmazza az idén 60 oldalas lett. Az érdeklődők a füzetet letölthetik a Magyarhoni Földtani Társulat honlapjáról.

A korábbi évek gyakorlatát folytatva, a szakosztály vezetősége az idén is díjazta a legjobb diák előadókat, ill. a legszínvonalasabb posztereket. Az első és második helyezettek a Hantken Alapítvány könyvutalványait, a harmadik helyezettek pedig a Magyarhoni Földtani Társulat könyvjutalmát kapták. A zsűri az idén három kategóriában osztott ki díjakat. A díjazottak a következők voltak: 1. BARANYI Viktória, BODOR Emese Réka, 2. GULYÁS Péter, 3. ZELEI Zoltán (hallgatói kategória); 1. VIRÁG Attila, 2. RABI Márton, 3. PRONDVAI Edina (PhD előadói kategória); 1. SZINGER Balázs, 2. BOSNAKOFF Mariann, 3. FODOR Rozália (PhD poszter kategória). Az egyetlen középiskolás résztvevő, VÁN Bálint különdíjat kapott.

A vándorgyűlés külföldi meghívott vendége volt Michal KROBICKI, a krakkói AGH University munkatársa, aki a Pieninyszirtöv jura és kréta időszaki képződményeiről tartott áttekintő előadást.

A szintén hagyományosnak tekinthető bankett-vacsorát az idén a csákvári Publó étteremben szolgálták fel. A terepi nap estéjén pedig egy tanyán, a Pro Vértes Alapítvány kezelésében működő Dohányos-házban volt a közös étkezés. A határban legelő szürkemarhából készült gulyás mindenkinek ízlett.

A hagyományoknak megfelelően jó hangulatú, szakmailag is értékes programot nyújtó vándorgyűlés terepi napjának lebonyolításában az idén kiemelkedő szerepet vállaltak a Magyar Állami Földtani Intézet munkatársai, elsősorban BUDAI Tamás, KERCSMÁR Zsolt és CSÁSZÁR Géza, akik vállalták a feltárások bemutatását is. A fenti kollégák az idén színesben nyomtatott kirándulásvezető összeállításában is nélkülözhetetlen segítséget nyújtottak. Munkájukat ez úton is köszönjük.

A következő Őslénytani Vándorgyűlés az előzetes tervek szerint Szegeden lesz, a terepbejárás pedig a Fruška Gora területét veszi célba.

DULAI Alfréd

Személyi hírek

Gyászhírek

Dr. PÉCSINÉ Dr. DONÁTH Éva, a földtudományok kandidátusa 2010. május 18-án hosszú, súlyos betegség után, életének 83. évében elhunyt.

Dr. SZILVÁGYI Imre okl. mérnök életének 91. évében, 2010. június 28-án elhunyt.

Dr. CSILLING László életének 77. évében elhunyt.

Dr. MIHÁLTZ Istvánné Dr. FARAGÓ Mária tagtársunk örökre eltávozott.

Emléke szívünkben és munkáiban tovább él!

Könyvismertetés

HAAS János (szerk.): A múlt ösvényein

Szemelvények Magyarország földjének történetéből

2010. májusában jelent meg Társulatunk kiadványa, amely, mint címe is mutatja, hazánk földjének történetét kívánja bemutatni a tágabb szakmának és a nagyközönségnek.

Sokszor tapasztalhatjuk, hogy nemcsak az elmélyült túra, hanem már egy-egy könnyed séta is a múlt ösvényein milyen nehézségekkel jár: a földtörténeti idő néha bizony még a szakembereket is megtréfálja, hát még a laikusokat! Az 50-100 évvel ezelőtti események már az emberi történelem emlékei, de ezt az időintervallumot még mindenki könnyedén átlátja. Szintén jól eligazodunk az egy-kétezer évvel ezelőtt történt események között, melyekről kézzel fogható emlékek mesélnek. Innentől azonban ingoványos a talaj: a mezőgazdaság tízezer évvel ezelőtti kialakulása már nagyon távolinak tűnik, a százezer évvel ezelőtt élt ősemberek már elérhetetlen messzeségben vannak. És hol vagyunk ekkor még a két nagyságrenddel korábban élt ősünktől, a tízmillió éves *Ruda-*

pithecus hungaricustól, amely még mindig csupán a Föld történetének utolsó kis darabkáját jelzi!

A távolabbi múlt felé vezető út még hátborzongatóbb: belegondoltak már abba, hogy néhány kilométer megtételével nemcsak időben kerülhetünk az előző megállónktól több tíz, vagy akár százmillió évvel távolabbi helyszínre, de térben is több ezer kilométert távolodhatunk? Ha a múlt ösvényein bolyongva az ember nem figyel oda, akár egy másik kőzetlemezen, egy másik kontinensen is találhatja magát! Hazánk területe ugyan elenyésző a Föld egészéhez képest, de bonyolult geológiai felépítése a Föld történetének fontos eseményeiről tanúskodik.

Ehhez a távoli múltba nyúló utazáshoz nyújt segítséget a Magyarhoni Földtani Társulat ismeretterjesztő kiadványa, amely végigrepíti az érdeklődő olvasókat hazánk földjének történetén. A képzeletbeli utazást 38 valós állomás szakítja meg, olyan feltárásokat, látnivalókat ajánlva figyelmünkbe, melyeket bárki meglátogathat, hogy személyesen is átélhesse a múlt történéseit. A fejezetek elején található térképvázlat és leírás segítségével könnyen megtalálhatjuk a földtani érdekességeket. Ám azok is élvezettel forgathatják a könyvet, akik hideg, téli estéken vágynak egy könnyed szellemi túrára, hiszen a több mint 300 színes fénykép segítségével bármikor elutazhatunk a kiszemelt helyszínre. Sőt, a vékonycsiszolatokról készült, mikroszkópos felvételek, illetve a nagyon ritka ősmaradványok a feltárásokban nem is láthatók!

Ez a könyv azonban nem csupán az érdeklődő nagyközönség, hanem a szakmabeliek könyvespolcára is kívánkozik, hiszen mármár túlspecializált szakmánkban kevés az olyan ember, aki naprakész ismerettel rendelkezik a Soproni-hegység paleozoos csillámpaláitól kezdve a bakonyi bauxitokon át a Bükkalja neogén vulkanitjaiig. Erre utal a népes szerzőgárda is: a közel 200 oldal 17, a geológiával hivatásszerűen foglalkozó szakember tollából született. És ne feledkezzünk meg a főiskolai/egyetemi hallgatókról sem, akik a különböző, Magyarország földtanával foglalkozó kurzusok anyagához kifejezetten élvezetes, színes kiegészítő irodalmat vehetnek kezükbe!

A könyv megvásárolható 4800.- Ft-os áron a Magyarhoni Földtani Társulat titkárságán (1015 Budapest, Csalogány utca 12. I/1.) és a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtárában (1143 Budapest, Stefánia út 14.), vagy megrendelhető levélben és e-mailen (mft@mft.t-online.hu). Tagtársaink, és a diákok külön kedvezményben részesülnek, ők 4200.- illetve 3500.- Ft-os áron vásárolhatják meg a kiadványt.

BABINSZKI Edit

„Az ezüsthárs sem segített"

A napokban jelent meg 215 oldalon a Tatabányai Bányász Hagyományokért Alapítvány „Az ezüsthárs sem segített — igaz történetek és érdekességek a tatabányai szénbányászat 120 évéből" című könyv.

Kiemelés CSICS Gyula előszavából: „*A tatabányai bányászok által létrehozott építményekről, objektumokról megmaradnak a fényképek, amelyeket még az utódaink is láthatnak és kedvükre nézegethetnek. A tárgyi emlékeket is megőrzi a múzeum. Nem marad azonban nyoma annak az életnek, amely a városban, üzemekben, irodákban zajlott. Ennek az életnek az apró morzsáit gyűjtötte össze ez a kiadvány, hogy megpróbálja érzékeltetni azt a hangulatot, érzésvilágot, amelyet egy-egy korban a bányánál dolgozók megéltek.*"

A könyv címe is szoros összhangban van a tatabányai bányászattal. A nagyegyházi bánya építése és üzemeltetése közben igen sokszor változott a vezetés. Egyik alkalommal az új műszaki vezető — aki szinte a teljes műszaki állományt lecserélte " megalapította az „Ezüsthárs baráti társaság"-ot. Az ezüst hárs vagy a *Tilia argenta* olyan fafajta, amely rendkívüli tűrőképes, és mindamellett nagyon szép, ha megnő. A tagság feltétele az volt, tag lehet mindenki, aki nem tett a bánya működése ellen. Az üzem udvarán ültették el, egy földbe betonozott acélhengerben minden tag megírhatta üzenetét a jövő emberének. Felnyitását a bánya bezárása utánra tervezték. A bánya csak nyolc évet élt, az ereklyét megmentették, de nem bontották fel. 1994-ben a Bányásznapon Tatabányán, a Szent Borbála téren álló Szt. Borbála szobor alapkövében helyezték el.

A kötet végén lévő „tatabányai szótár" 272 nemcsak szakkifejezést, hanem a tatabányai közbeszédben is fellelhető sajátosan átalakult kifejezést tartalmaz. A helytörténeti nevek közül a legtöbb már nem létező, vagy más rendeltetéssel bíró létesítményeket takar.

Nem hagyható ki azok neve, akik az anekdotákat lejegyezték: BENYŐCS Ferenc, CSISZÁR István, HIDVÉGI Ferenc és STUBER György.

A könyv beszerezhető a Tatabányai Bányász Hagyományokért Alapítvány (2800 Tatabánya, Kossuth u. 14, telefon: 06-20-377-4523, e-mail: tbha@pannonmail.hu) címen. Aki 1000.- Ft-tal támogatja az alapítványt, annak csekket küldenek, amelyen kérik az adószám megadását is. Aki számlát kér, annak a nyomda szállítja a könyvet.

HORN János

Bányász vagyok, ki több nálam...
(Művelődés a Dorogi szénmedencében)

A 2009. évi Bányásznap tiszteletére adta ki a Dorogi Szénmedence Kultúrájáért Alapítvány a címben szereplő 352 oldalas könyvet.

A könyvben a települések polgármesterei, művelődési házak vezetői, kórusok és fúvószenekarok karnagyaival folytatott beszélgetéseket LADÁNYI András MSZOSZ-, és Váci Mihály díjas, 18 kötet szerzője, a Bányamunkás c. lap volt főszerkesztője. Az első beszélgetést KROSZNER Lászlóval a Dorogi Szénbányák nyugalmazott vezérigazgatójával készítette, majd Annavölgy, Csolnok, Dorog, Mogyorósbánya, Sárisáp, Tokodaltáró vezetőinek emlékei olvashatók, olyan történések, amelyek vélhetően eddig még sehol nem jelentek meg. Ezután FURLÁN Ferenc (1935–1998), ÁRVAI Ferenc (1935–2004) és GÁSPÁR Sándor (1916–) festőművészek életét, munkásságát ismerhetjük meg. A könyv befejező fejezetében WAGNER Ferenc az alapítvány elnöke mutatja be „A dorogi szénmedence végnapjai" és az alapítvány munkáját. Az ízléses és sok fényképet tartalmazó könyv az IM-Print Nyomda (Nyíregyháza) dolgozóinak munkáját dicséri.

A könyv korlátozott példányban még megrendelhető az alapítvány címén (2510 Dorog, Otthon tér 1, telefon : +36/20-9468144). A könyv ára: 1500.- Ft + szállítási költség (utánvétellel).

HORN János

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny 140/3 (2010), 221–328
Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

